

Sommaire

<i>Avant-propos</i>	<i>iv</i>
<i>Résumé</i>	<i>v</i>
<i>Liste des Figures</i>	<i>vi</i>
<i>Liste des Tableaux</i>	<i>viii</i>
<i>Introduction Générale</i>	<i>1</i>

Chapitre I : CARACTERISTIQUES PHYSICOGRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT

<i>I.INTRODUCTION</i>	<i>2</i>
<i>II. CADRE GEOGRAPHIQUE</i>	<i>2</i>
<i>III.CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES</i>	<i>3</i>
<i>III.1.Caracteristique de la position dans le plan</i>	<i>3</i>
<i>III.1.1.Surface et périmètre</i>	<i>3</i>
<i>III.1.2.Caractéristique de forme</i>	<i>3</i>
<i>III.1.2.1.Indice de de compacité de Gravelius</i>	<i>4</i>
<i>III.1.2.2.Indice de Compacité de Horton</i>	<i>4</i>
<i>III.1.2.3.Coefficient de forme</i>	<i>4</i>
<i>III.1.2.4.Coefficient d'allongement de Shumm (E)</i>	<i>5</i>
<i>III.1.2.5.Le rectangle équivalent</i>	<i>5</i>
<i>III.1.2.6.Representation trièdreale</i>	<i>6</i>
<i>IV.CARACTERISTIQUE D'ALTITUDE</i>	<i>7</i>
<i>IV.1. Carte Hypsométrique</i>	<i>7</i>
<i>IV.2. Courbe Hypsométrique</i>	<i>10</i>
<i>IV.3. Temps de Concentration</i>	<i>11</i>
<i>IV.4. Etude de pente</i>	<i>12</i>
<i>IV.4.1.Carte de pente par l'ArcGis</i>	<i>12</i>
<i>IV.4.2.L'indice de pente globale</i>	<i>13</i>
<i>IV.4.3.Dénivelée spécifique Ds</i>	<i>14</i>
<i>IV.5. Etude d'exposition</i>	<i>15</i>
<i>IV.6. Carte d'ensoleillement et d'ombrage</i>	<i>17</i>

<i>V. CARACTERISATIQUES DU RESEAU HYDROLOGIQUE</i>	18
<i>V.1.Densité de drainage</i>	19
<i>V.2.Coefficient de Torrentialité</i>	19
<i>V.3.Hierarchisation du réseau</i>	20
<i>V.4.Profil en long du bassin versant</i>	20
<i>VI.LA COUVERTURE VEGETALE</i>	21
<i>VII.CONCLUSION</i>	22

Chapitre II : GEOLOGIE DU BASSIN VERSTANT

<i>I. INTRODUCTION</i>	23
<i>II. APERCU LITHO-STRATIGRAPHIQUE</i>	24
<i>II. 1. Causse Moyen Atlasique</i>	25
<i>II.2. Le Couloir Fès-Taza</i>	26
<i>III. CONCLUSION</i>	28

Chapitre III : CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT

<i>I. INTRODUCTION</i>	29
<i>II. PRECIPITATIONS</i>	29
<i>II.1. Variation spatio-temporelle des précipitations</i>	30
<i>II.1.1. Précipitations annuelles</i>	30
<i>II.1.2. Précipitations saisonnière</i>	34
<i>II.1.3. Précipitations moyennes mensuelles</i>	35
<i>II.1.4. Variation spatiale</i>	35
<i>II.2. Evaluation de la lame d'eau tombée sur le bassin</i>	36
<i>II.2.1. Moyenne arithmétique</i>	36
<i>II.2.2. Méthode des polygones de Thiessen</i>	37
<i>II.2.3. Méthode des isohyètes</i>	38
<i>II.2.4. Estimation de la moyenne de la lame d'eau calculée par les trois méthodes</i>	40
<i>III. ETUDE DES TEMPERATURES</i>	40
<i>IV. ÉTUDE DES RELATION TEMPERATURE-PRECIPITATION</i>	41
<i>IV.1. Indices climatiques</i>	41
<i>IV.1.1. Indice d'aridité annuel de Martonne</i>	42
<i>IV.1.2. Indice d'aridité mensuel de Martonne</i>	42
<i>IV.1.3. Indice de Moral</i>	43
<i>IV.2. Diagramme ombrothermique de Gaussen</i>	45
<i>IV.3. Etage bioclimatique</i>	45

IV.3.1.Climatogramme d'Emberger	46
IV.3.2.Indice de Stewart	47
V.EVAPORATION, EVAPOTRANSPIRATION ET DEFICIT D'ECOULEMENT	47
V.1. Evapotranspiration potentielle	48
V.2. Evapotranspiration réelle (ETR)	49
V.2.1.Méthode de Turc	49
V.2.2.Méthode de Coutagne	50
V.2.3.Méthode de Thornthwaite	50
V.2.4.Calcul de l'ETR moyenne	51
VI. BILAN HYDRIQUE	52
VII.CONCLUSION	52

CHAPITRE IV : CARACTERISATION HYDROLOGIQUE

I. INTRODUCTION	53
II. COLLECTE DE DONNEES	53
III. ETUDE Du REGIME De DEBIT	54
III .1.Débit moyens annuels	54
III.1.1.Suivi des variations des débits annuels par la méthode de l'écart à la moyenne	54
III .2 .Débits moyens mensuels	55
III.2.1.Présentation des données	55
III.2.2.Variation temporelle des débits mensuels	56
III.2.2.1.Régime hydrologique	56
III.2.2.2.variation saisonnière des débits	57
III.2.2.3.Débits spécifiques et hauteur de la lame d'eau écoulée	58
III.3.Relation précipitations-débits	58
III.4.Estimation finale du bilan hydrique	59
III.4.1.Ecoulement total	60
III.4.2 .Ruissellement	60
III.4.3.Infiltration	60
III .4.4.Résultats	61
IV. Conclusion	61
CONCLUSION GENERAL	63

Avant-propos

L'élaboration de ce mémoire est le fruit de 2 mois de recherches. La finalisation de ce travail a été réalisé dans le cadre d'un projet de fin des études pour l'obtention du diplôme de la licence branche géo-ressources et environnement, faculté des sciences et techniques de Fès.

Au terme de cette recherche, il est très agréable d'exprimer nos remerciements à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à la production de ce mémoire.

*Nous sommes conscients de la reconnaissance que nous devons à notre encadrant monsieur **Lahcen Benaabidate**, professeur à la faculté des sciences et techniques de Fès qui a toujours répondu favorablement pour toutes les sollicitations, il nous a facilité toutes les conditions pour mener à bien ce travail, avec ses remarques et ses documents ainsi les conseils précieuses pour l'aboutissement de ce travail, il est impossible d'exprimer en quelques mots ce que nous lui devons.*

Nos sincères remerciements s'adressent aux membres du jury qui ont accepté de lire et de juger notre travail.

*On ne peut pas oublier d'exprimer notre grand respect à monsieur **Abderrahim Lahrach**, professeur et chef de département des géo-ressources et environnement à la faculté des sciences et techniques de Fès pour ces efforts dans le but de l'amélioration de la formation. Ainsi ses conseille et ses encouragement, nous sommes toujours reconnaissant et qu'il trouve ici l'expression de nous sincères remerciement.*

*Il est agréable de remercier M. **Abdel-Ali CHAOUNI**, Professeur à la Faculté des Sciences et Techniques de Fés et le coordinateur de la filière licence géo-ressource et environnement pour le soin qui a porté sur notre formation et d'arriver à notre stade.*

*Nous exprimons notre gratitude à monsieur **EL MEHDI TAHIRI** de la Faculté de Médecine et de Pharmacie de Fès , d'avoir accepté de juger ce travail de fin d'étude malgré ses occupations.*

*Nous n'oublierons sans doute pas de remercier monsieur **Abd El Jalil Belkendil**, ingénieur d'état et doctorant chercheur à l'Algérie, malgré la distance il nous a aidé énormément pour la finalisation du travail par la disponibilité et les conseils ainsi on le remercie pour la patience et le suivie du déroulement de notre travaille.*

Nous remercions aussi tous les professeurs de la faculté des sciences et Techniques de Fès qui ont contribué pour cette formation durant les 3 ans. Nous les prions tous de recevoir l'expression de notre haute considération.

*Nous exprimons notre gratitude à monsieur **Abdlbasset LMIDAOUI** doctorant à la faculté des sciences et techniques, en acceptant de nous aider pour l'élaboration d'une bonne initiation technique.*

Avant de terminer, nous devons remercier nos familles et nos amis pour l'encouragement, le soutien et la patience.

Enfin pour tous ceux que nous avons involontairement oublié ou nous avons sous-estimé leur vraie valeur. Nous leur témoignons nos vifs remerciements et nous leur demandons de nous pardonner ceci.

Résumé

Le bassin versant d'Aggay qui occupe la zone Sud-Est du plus grand bassin de Sebou, qui s'étend sur deux domaines : le Moyen Atlas et le couloir Sud-rifain, cumulant une superficie de 405km² avec un périmètre de 127,42 Km, soit 1% de l'aire du bassin de Sebou,

L'étude a été abordée par une caractérisation géologique, morphologique de la zone étudiée, suivie par une synthèse climatologique et enfin, une étude hydrologique.

Dans le plan géologique le bassin versant d'Aggay s'étale sur deux grands ensembles lithologiques ; d'une part l'unité correspondant au terrain du Causse Moyen Atlasique dans la partie méridionale distingué par un chimisme essentiellement Carbonatée, d'autre part le Couloir Fès-Taza à dominance Marneuse, ces formations sont traversées par des structures variantes reflètent des direction des déformations variables atteignant la région .

*Le bassin reçoit une pluviométrie moyenne annuelle de **454,22 mm**, avec un apport de volume de **183,96 * 10⁶m³/an** et une température moyenne annuelle de **16,62°C**. L'évapotranspiration réelle dans le bassin versant est de **389,22 mm/an** qui soient **161,28.10⁶m³/an**.*

L'étude hydrologique du bassin d'Aggay a montré un régime typique méditerranéen, caractérisé par l'abondance pluviale à forts débits hivernaux. En relation avec le plan climatique le module annuel ainsi que les différents coefficients, mettent en évidence des fluctuations hydro climatiques, en relation avec un climat semi-aride résultent à partir d'une synthèse climatologique bien développé.

Mots clés: *bassin versant, Oued Aggay, morphologie, hydrologie, climat semi-aride, karstification , température , précipitation*

LISTE DES FIGURES :

Chapitre I : CARACTERISTIQUES PHYSIO-GRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT

Fig 1 : Situation du bassin d'Aggay par rapport au plus grand bassin de Sebou

Fig 2 : Les caractéristiques géométriques données par Global Mapper du bassin d'Aggay

Fig 3 : le rectangle équivalent pour le bassin versant

Fig 4 : situation des deux rives de part et d'autre du cours d'eau principal avec la surface de la rive droite dans Global Mapper

Fig 5 : représentation triédrale des deux rives du bassin d'Aggay

Fig 6: Le MNT au niveau du bassin

Fig7 : Carte Hypsométrique pour le bassin d'Aggay

Fig 8 : les outils Generated contours & Triangulated elevation dans Global Mapper

Fig 9 : Courbe Hypsométrique du bassin versant d'oued Aggay

Fig 10 : Statistique d'après la classification de la carte hypsométrique sur ArcGis

Fig11 : caractéristique de l'outil pente sur l'ArcGis

Figure 12 : la carte de pente au niveau de la zone d'étude d'après ArcGis

Fig13 : jeu de données d'altitude en entrée et un raster d'exposition en sortie.

Fig14 : Carte d'exposition au niveau du bassin versant

Fig 15 : carte d'ensoleillement au niveau du bassin d'Aggay

Fig 16 : Carte d'Ombrage au niveau du bassin versant

Fig 17 : réseaux hydrographiques

Fig 18 :L'ordre de Strahler du bassin versant d'Aggay

Fig 19 : Profil en long du bassin versant d'Aggay sur Global Mapper

Fig 20 : Carte de végétation au niveau du bassin

Chapitre II : GEOLOGIE DU BASSIN VERSANT

Fig 21: Situation de la zone d'étude dans un niveau régional

Fig 22 La litho-stratigraphie du bassin versant d'Aggay

Fig 23 : Les Facies Litho-stratigraphiques au niveau du Moyen Atlas Tabulaire

Fig 24: Carte de situation du couloir de Fès-Taza

Chapitre III : CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT

Fig 25: Localisation des stations par rapport au niveau du Bassin d'Aggay

Fig 26 : pluies moyennes annuelles (mm) pour les 5 stations

Fig 27 : la variation des précipitations en (mm) pour la station de Séfrou

Fig 28: la variation des précipitations en (mm) pour la station d'Azaba

Fig 29 : la variation des précipitations en (mm) pour la station d'Ain Timédrine

Fig 30 : la variation des précipitations en (mm) pour la station DRH FES

Fig 31 : la variation des précipitations en (mm) pour la station barrage Allal Fassi

Fig 32: la variation de H au niveau de la station Barrage Allal Fassi

Fig 33 : La variation du H au niveau de la station d'Ain Timdrine

Fig 34 : H au niveau de la station DRH FES

Fig 35 : H au niveau de la station de Séfrou

Fig 36 : H au niveau de la station d'Azaaba

Fig 37 : variation saisonnière des précipitations au niveau des 5 stations

Fig 38 : Précipitations moyennes mensuelles au niveau des 5 stations

Fig 39 : Variation de la pluviométrie en fonction d'altitude

Fig 40: Carte des polygones de Thiessen au niveau du bassin d'Aggay

Fig 41: Carte Hydro isohypses par ArcGis

Fig 42: Températures moyennes mensuelles durant la période 1970/2011 en °C

Fig 43: Courbes des températures minimales, maximales et moyennes

Fig 44: Abaque de l'indice d'aridité annuel de Martonne

Fig 45 : Evolution mensuelle de l'indice d'aridité au niveau du bassin versant d'Aggay

Fig 46: courbe ombrothermique de Gaussen

Fig 47: Climatogramme d'Emberger

CHAPITRE IV : CARACTERISATION HYDROLOGIQUE

Fig 49 : la localisation de la station d'Ain Louali au niveau du bassin d'Aggay

Fig 50 : Variation annuelles du débit de l'oued Aggay

Fig 51 : Variation des écarts par rapport aux débits moyens interannuels à la moyenne

Fig 52 : Variation du coefficient mensuel des débits

Fig 53 : Variation saisonnière des débits

Fig 54 : Hydrogramme des précipitations et moyenne mensuelle et des débits moyens mensuels

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre I : CARACTERISTIQUES PHYSIO-GRAHIQUES DU BASSIN VERSANT

Tab1 : répartition de la surface totale par tranche d'altitude

Tab 2 : superficiel cumulée supérieur à une altitude donné et son pourcentage

Tab 3 : Classification de pente

Tab4 : Classification d'OSTROM

Tab 5 : Classification Ostrom du relief à partir de Ds

Tab 6 : caractéristique d'après une classification de l'exposition sur ArcGis

Tab 7 : Caractéristique physiographique au niveau du bassin versant

Chapitre III : CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT

Tab 8 : la situation des stations climatiques en fonction de leurs coordonnées géographiques

Tab 9 : précipitations saisonnières moyennes

Tab 10 : liste des stations avec la pluviométrie et l'altitude caractéristique

Tab 11 : Surface des polygones et la précipitation moyenne par la méthode de Thiessen

Tab 12 : Calcul de la lame d'eau tombée par la méthode des isohyètes

Tab 13 : La pluie moyenne par les trois méthodes

Tab 14 : Calcul de l'ETR par la méthode de Thornthwaite

Tab 15 : Calcul d'ETR moyenne

CHAPITRE IV : CARECTERISATION HYDROLOGIQUE

Tab 17 : le calcul du débit spécifique

Tab 18 : Débits mensuels pour la période 68/69 à 04/05

Tab 19 : coefficients mensuels des débits

Tab 20 : Valeurs des débits spécifiques et de la hauteur de la lame d'eau écoulée

Tab 21 : débits et précipitations moyens mensuels

Tab 22 : bilan hydrique du bassin versant

INTRODUCTION GENERALE

Situe au NW de l'Afrique, le Maroc occupe une position privilégiée par rapport à la façade atlantique et méditerranéenne qui constituent sa source principale d'arrosage (Carlier, 1971; Winckel, 2002). En effet, le Maroc possède une réserve non négligeable en eau douce, qui se manifeste sous forme d'un grand réseau des affluents hydrographiques très développés. Ce dernier occupe différents bassins versants considérés parmi les versants les plus importants au Nord de l'Afrique.

Le bassin de Sebou constitue le principal récepteur des apports pluviaux au Nord du Maroc, La présente étude s'intéresse à la connaissance des caractéristiques globales (climatiques et hydrologiques) au niveau du sous bassin d'Aggay qui appartient à cette grande unité hydrologique et qui occupe sa partie sud-ouest.

Le bassin versant de l'Oued Aggay appelé aussi l'Oued Yhoudi dans sa partie avale, s'étale sur une superficie proche de 405 Km² avec un périmètre de 127,42 Km. Le cour d'eau principal prend sa naissance des sources montagneuses (Benima ,J el Abed , Jbel l'Abd, ChaabatMbarek ...) et draine le domaine moyen Atlasique tabulaire en passant par la ville de Sefrou vers son embouchure avec l'Oued Sebou qui existe au niveau du couloir sud Rifain, il traverse des différents domaines géographiques, et des différentes environnements bioclimatique.

La démarche suivie dans cette étude consistait dans un premier temps, à acquérir les données, les organiser, et les traiter par un système d'informations géographique (SIG), afin d'obtenir une idée globale sur la répartition des différents paramètres dans l'entourage concerné par cette étude. L'application des logiciels de traitement comme l'ArcGis et Global Mapper permet d'établir un ensemble des cartes qui vont aider à développer une excellente analyse descriptive caractéristique du bassin versant.

Chapitre I : CARACTERISTIQUES PHYSIO-GRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT

I. INTRODUCTION

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite.

Dans ce chapitre, on va étudier les principaux paramètres physiographiques du bassin versant on se basant sur trois cartes topographiques; Sefrou, El Menzal et Younsan à 1/50000. Les caractéristiques physiques et géométriques sont basées sur la technique de digitalisation et le modèle numérique de terrain (à l'aide d'ArcGis10, 3 et Global mapper).

II. CADRE GEOGRAPHIQUE

Le secteur d'étude se trouve au niveau du bassin versant d'Aggay situé entre les parallèles (33,41 °N; 34°N) et les méridiens (4,43°W;4,56°W), il se trouve limité au Nord (l'aval du bassin d'Aggay) par le barrage d'Allal el Fassi et au Sud (partie amont) par ChaabatMbarek et JbelBenima.

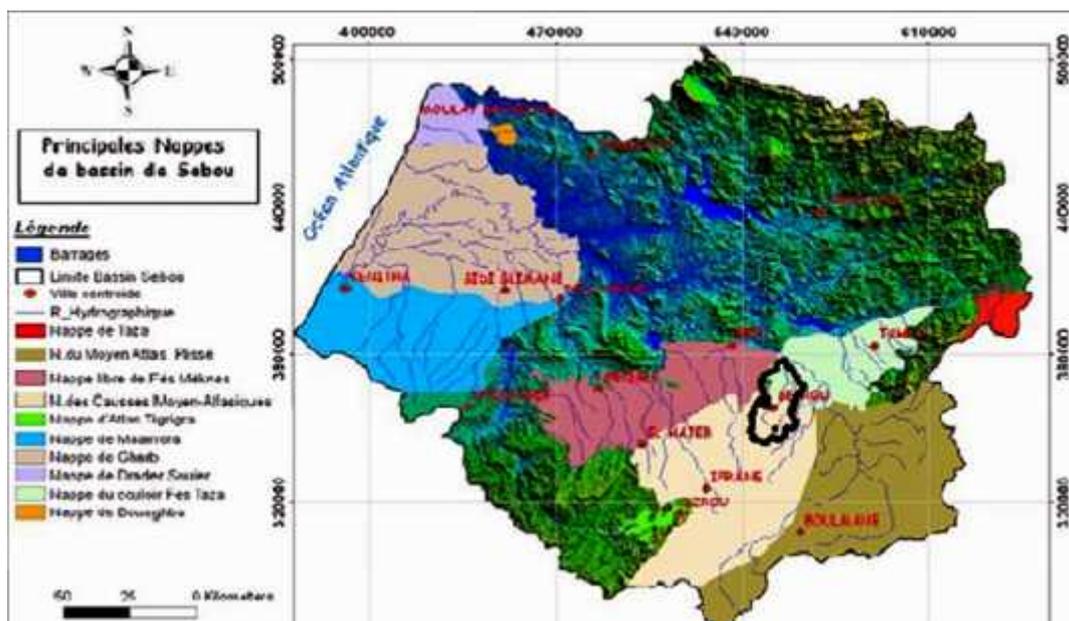


Fig 1 : Situation du bassin d'Aggay par rapport au plus grand bassin de Sebou

Ce bassin couvre une superficie de 405 km² et un périmètre de 127,38 Km. Ce bassin appartient au plus grand bassin de Sebou et ne représente qu'une petite partie qui est relativement faible soit 1% du bassin de Sebou.

III. CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES

III.1. Caractéristiques de la position dans le plan

III.1.1. Surface et périmètre

La superficie d'un bassin versant ainsi que son périmètre jouent un rôle primordial dans les études des bassins versants car elle représente l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau. De ce fait, leurs influences se manifestent dans la nature de la relation entre le débit et le temps, de ce fait, les petits bassins versants réagissent très vite à une averse par rapport à un grand bassin (impulsion-réponse).

La surface et le périmètre du bassin versant sont mesurés par l'utilisation par des techniques de digitalisation qui se réalisent automatiquement à l'aide du logiciel Global mapper 15 et d'ArcGis10, 3.

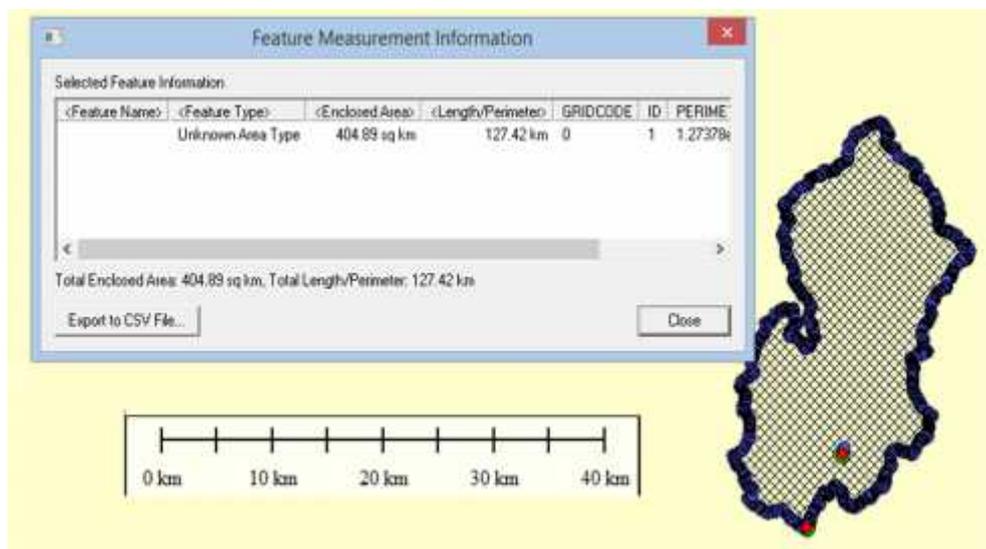


Fig2 : Les caractéristiques géométrique donné par Global mapper du bassin d'Aggay

Pour notre bassin versant, et d'après la digitalisation, il s'étale sur une superficie de 405 Km² et un périmètre de 127,42 Km. On peut dire alors que la réponse à une averse sera influencée par son étendue faible.

III.1.2. Caractéristique de forme

La forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin versant. Il existe différents indices morphologiques

permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux.

III.1.2.1. Indice de de compacité de Gravelius

L'Indice de compacité de Gravelius (1914) K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = \frac{P}{2 \cdot \sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec :

K_G est l'indice de compacité de Gravelius,

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

P : périmètre du bassin [km].

Suivant la valeur de l'indice on peut conclure si :

_ si K_G est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire.

_ si K_G est supérieur à 1 le bassin est de forme allongée,

Dans notre cas :

$$P=127,42 \text{ Km}$$

$$A=405 \text{ Km}^2 \Rightarrow K_G = 1,77$$

D'après la valeur de K_G on peut conclure que le bassin est allongé avec une érosion probable linéaire, ceci favorise, pour une même pluie, de faibles débits de pointe de crue à cause du retard de l'acheminement de l'eau à l'exutoire.

III.1.2.2.Indice de Compacité de Horton

L'indice de compacité de Horton est calculé par le rapport de la largeur moyenne l_m et la longueur du cours d'eau principal L , par la relation suivante :

$$K_h = l_m / L^2$$

Avec : l_m : la largeur moyenne du bassin versant (km).

L : la longueur du cours d'eau principal (km).

Dans notre bassin versant : $l_m=13,56\text{km}$ et $L =45,76\text{km}$

$$K_h = 0,0065 \text{ Km}^{-1}$$

Comme la valeur de K_h est très faible ceci confirme que le bassin est allongé.

III.1.2.3. Coefficient de forme

C'est le rapport entre la largeur moyenne (l_m) et la longueur axiale au niveau du bassin (L_a)

$$K_f = l_m / L_a$$

Avec : l_m : la largeur moyenne du bassin versant (km).

L_a : longueur axiale (km)

Au niveau de notre bassin, on a : $l_m=13,56\text{km}$ et $L =29,76\text{km}^2$

$$\underline{Kf=0,45}$$

Ce qui implique une forme allongé du bassin versant

III.1.2.4.Coefficient d'allongement de Shumm (E)

Il est calculé à partir du rapport du diamètre d'un cercle ayant la même aire que le bassin sur la longueur maximale du bassin versant :

$$E = \frac{\sqrt{\frac{A}{\pi}}}{L_{mx}}$$

Avec : $L_{mx} = \sum_1^n \frac{L_m}{n}$

A : Aire du bassin en km^2 , $A=405 \text{ km}^2$

n : nombre d'ordre =4.

L_{mx} : longueur maximal des cours d'eaux dans le bassin $L_{mx}= 74,55$

l_m : longueur moyenne des cours d'eaux $\sum l_m = 298,207\text{km}$

$$\underline{E=0,16}$$

Le coefficient E montre une valeur relativement faible, ce qui peut imposer que le bassin n'est encore arrivé à une phase de maturité au de vieillesse.

III.1.2.5.Le rectangle équivalent

La notion du rectangle équivalent est introduite, pour la première fois, par Roche en 1963, son intérêt est de comparer l'influence des caractéristiques des bassins versants sur l'écoulement. Cette notion assimile le bassin versant à un rectangle ayant le même périmètre et la même superficie, le même indice de compacité et par conséquent, la même répartition hypsométrique. Dans ce cas, les courbes de niveau deviennent parallèles au côté du rectangle équivalent. La climatologie, la répartition des sols, la couverture végétale et la densité du drainage restent inchangées entre les courbes de niveau. Plus que le rectangle équivalent est allongé et moins il sera drainé. Les dimensions du rectangle équivalent sont déterminées par la formule suivante :

$$L = \frac{Kg\sqrt{A}}{1,12} * \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kg}\right)^2}\right) \text{ et } l = \frac{Kg\sqrt{A}}{1,12} * \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{Kg}\right)^2}\right)$$

Avec :

K_g : indice de compacité de Gravelius

S : superficie de bassin versant (Km)

L : longueur du rectangle équivalent (Km)

l : largeur du rectangle équivalent (Km)

Pour notre bassin on a les caractéristiques suivantes :

$P=127,42$ Km ; $K6=1,77$; $A=405$ km²

$AN : \Rightarrow \underline{L=56,43\text{km}} \text{ et } \underline{l = 7,18\text{km}}$

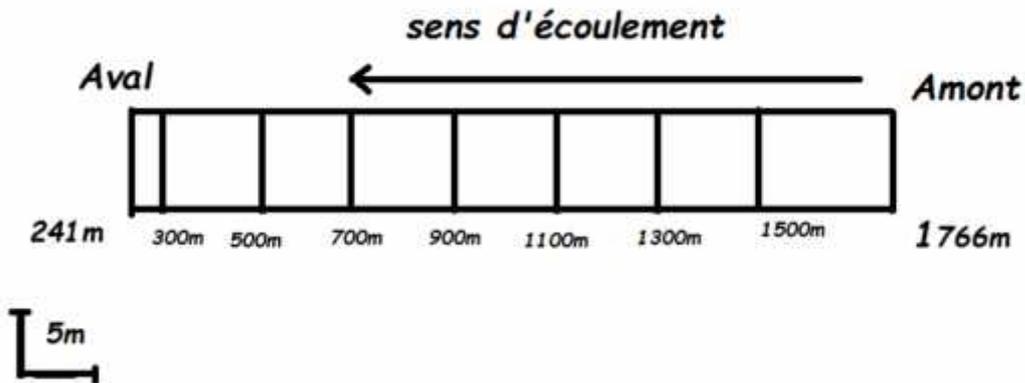


Fig3 : le rectangle équivalent pour le bassin versant

III.1.2.6.Représentation triédrale

La représentation en trièdre est un modèle de représentation mise au point pour la 1^{ère} fois par Verdeil, elle correspond à la somme de deux triangles rectangles dont le côté de la ligne de l'angle doit être désigné par L qui constitue un côté adjacent et représente le cours d'eau principal et par conséquent, la ligne de partage des eaux entre les deux rives du bassin.

Pour cela on suppose que chaque rive du cours d'eau principal est assimilée par un triangle de même superficie que la rive.

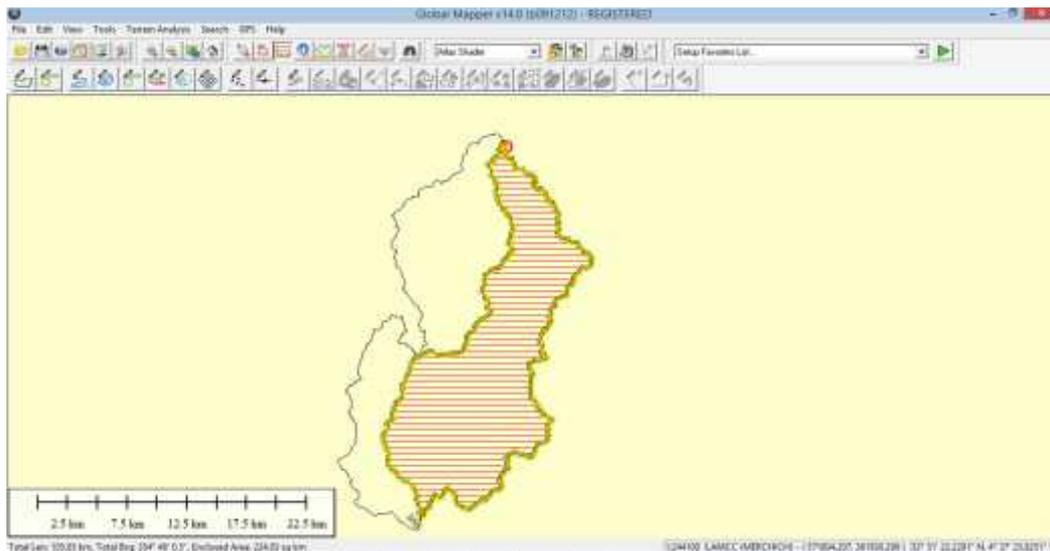


Fig4 : situation des deux rives de part et d'autre du cours d'eau principal avec la surface de la rive droite dans Global Mapper

➤ Pour la rive droite :

_ Calcul de l'angle $\alpha_1 = \text{Arctg}\left(\frac{2A_i}{L^2}\right)$

Avec A : l'aire de la rive droite ; $A = 224,033 \text{ km}^2$

L : la longueur du cours d'eau principal ; $L = 45,76 \text{ km}^2$

α_1 : l'angle du triangle de la rive droite

AN : $\alpha_1 = 12,077^\circ$

➤ Pour la rive gauche :

_ Calcul de l'angle $\alpha_2 = \text{Arctg}\left(\frac{2A_i}{L^2}\right)$

Avec A : l'aire de la rive gauche ; $A = 180,97 \text{ km}^2$

L : la longueur du cours d'eau principal ; $L = 45,76 \text{ km}^2$

α_2 : l'angle du triangle de la rive droite

AN : $\alpha_2 = 9,81^\circ$

D'après la représentation triédrale du bassin, on peut constater que les deux rives sont relativement dissymétriques par rapport au cours d'eau principal, la rive droite est plus développée que la rive gauche, ce qui peut nous laisser penser que le drainage est réparti d'une façon hétérogène sur les deux rives du bassin d'Aggay.

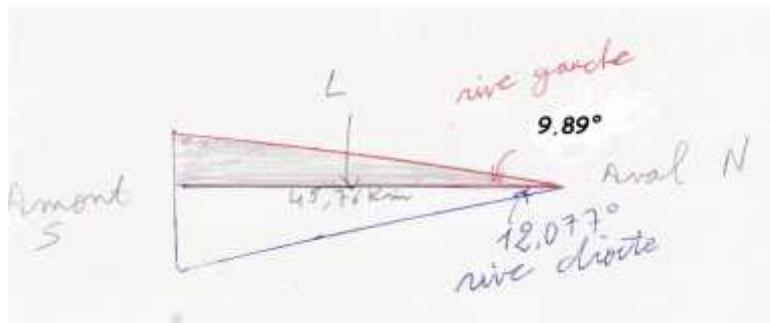


Fig5 : représentation triédrale des deux rives du bassin d'Aggay

IV. CARACTERISTIQUE D'ALTITUDE

IV.1. Carte Hypsométrique

Le relief du bassin versant est caractérisé par une carte et une courbe hypsométriques. C'est à partir de l'étude des caractéristiques du relief qu'on peut déterminer la morphologie du bassin versant, ses interactions avec les phénomènes météorologiques et son comportement hydrologique, et comme le relief influe directement sur l'ensemble des facteurs hydro-climatiques (précipitation, températures, végétation, débit ...), c'est pour cela qu'il est nécessaire d'approcher les caractéristiques d'altitude dans la région à partir du modèle numérique du terrain au niveau de la zone concernée par le logiciel ArcGis 10.3.

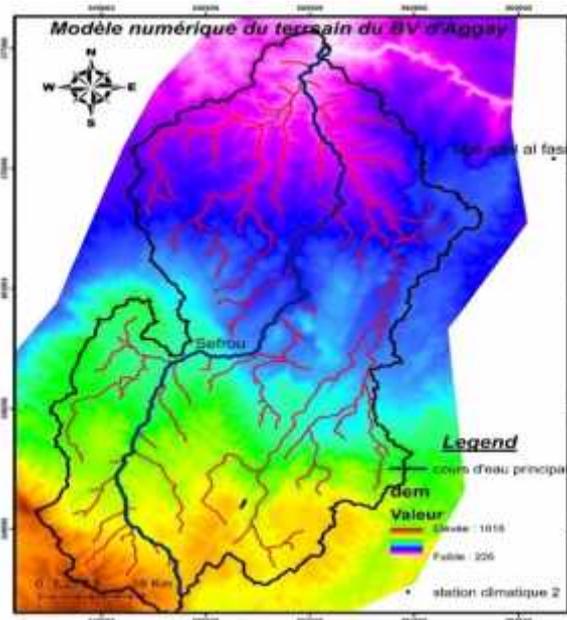


Fig6: Le MNT au niveau du bassin

La carte Hypsométrique est obtenue en délimitant des tranches d'altitude du bassin versant par des courbes de niveau d'équidistance 200 m. D'après cette carte, on remarque que les zones de hautes altitudes se situent vers la partie sud du bassin versant au niveau du chaine du Causse Moyen Atlasique (> 1500m) , par contre plus au Nord vers la partie avale, on a les étendues planes constituant le couloir Sud-Rifain (< 300m). Une telle carte hypsométrique est réalisée à partir du modèle numérique du terrain (MNT), lequel est basé sur PlanetDEM 30, (une base de données altimétriques totalement unique et 100 % mondiale, nettoyée de toutes les anomalies)

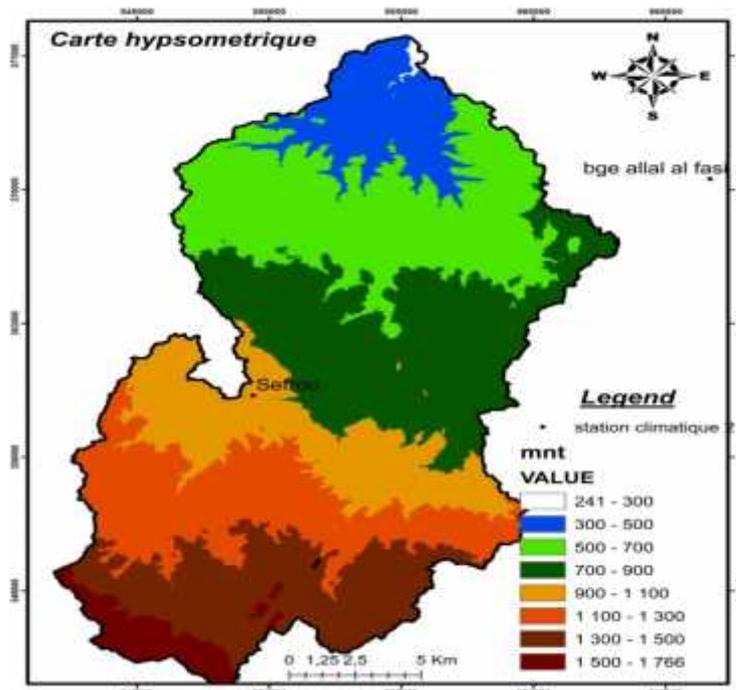


Fig7 : Carte Hypsométrique pour le bassin d'Aggay

Les différentes tranches d'altitudes du bassin versant de l'oued Aggay sont classées comme suit :

Tab1 : répartition de la surface totale par tranche d'altitude

Tranche d'Altitudes(m)	Superficie (km ²)	%de la superficie
241_300	0,79	0,19
300_500	33,746	8,33
500_700	88,531	21,86
700_900	92,296	22,79
900_1100	55,048	13,59
1100_1300	66,126	16,33
1300_1500	56,272	13,87
1500_1766	13,559	3,34
Total	405,36	100,1

Tab 2 : superficiel cumulée supérieur à une altitude donné et son pourcentage

Altitude (m)	Superficies cumulées sup à l'altitude (km ²)	Pourcentage de la superficie cumulée %
241	405,36	100
300	404,57	99,81
500	370,824	91,48
700	282,293	69,62
900	189,997	46,83
1100	134,949	33,42
1300	69,823	16,91
1500	13,55	3,34
1766	0	0

- La méthode employée : pour cette opération on a utilisé le logiciel Global Mapper, et on a procédé par l'outil Generated contours qui permet de passer de la MNT à des courbes de niveaux puis à l'aide de l'outil Triangulated elevation, on choisit la tranche d'altitude demandée et ensuite à l'aide de l'outil mesure, on peut calculer la superficie caractéristique entre chaque intervalle de courbe de niveau fixé avec une grande précision.

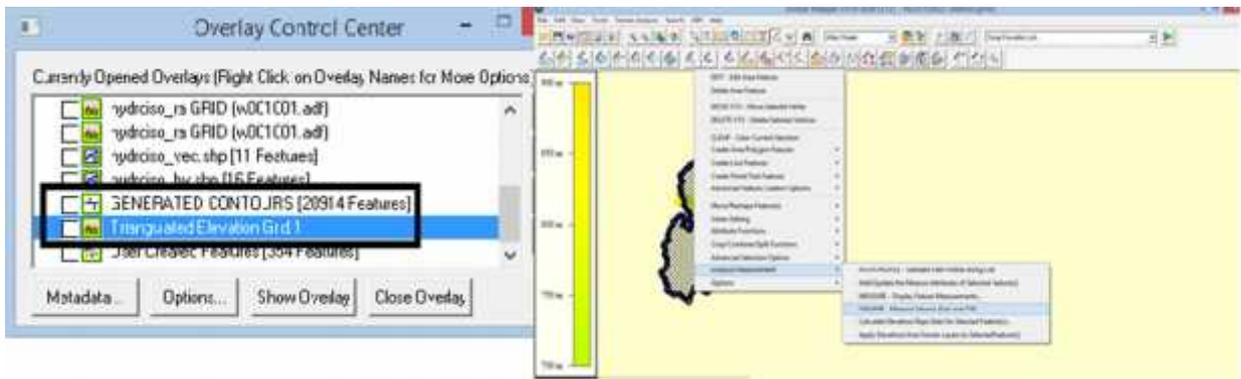


Fig9 : les outils Generated contours & Triangulated elevation dans Global mapper

IV.2. Courbe Hypsométrique

Pour mieux comprendre les variations d'altitudes au sein du bassin versant d'Aggay, on a procédé à la détermination de la courbe hypsométrique qui nous permet de traduire la répartition des altitudes à l'intérieur de la zone d'étude et permet en outre de déterminer les altitudes caractéristiques.

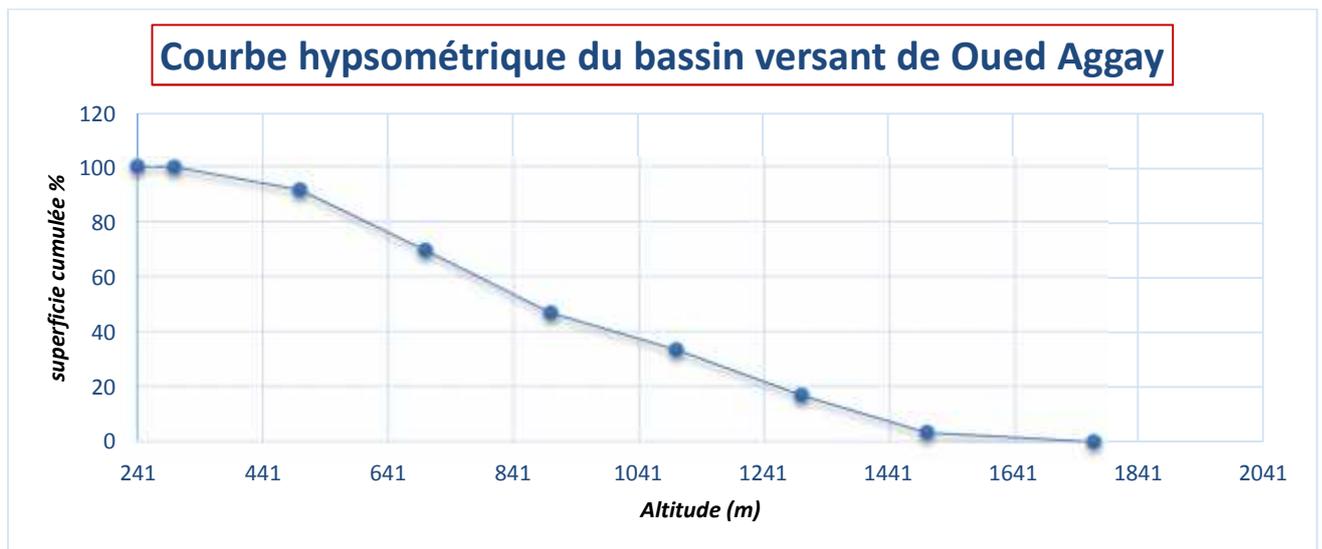


Fig8 : Courbe Hypsométrique du bassin versant d'oued Aggay

De cette courbe, on peut conclure que l'altitude varie énormément et ce malgré une superficie relativement faible du bassin et aussi il s'agit d'un bassin versant jeune, la superficie est faible par rapport au changement d'altitude, caractérisant un bassin versant abrupt.

- Les altitudes caractéristiques du bassin versant : altitude moyenne, médiane...
- l'altitude moyenne est calculée suivant la formule suivante :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i h_i}{A}$$

Avec : A_i : c'est la superficie comprise entre deux courbes de niveau (Km^2)
 h_i : Altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m)

_A : Aire totale du bassin versant (km²)

AN : pour le bassin versant d'Oued Aggay, l'altitude moyenne est :

$$H_{moy} = 928,36m$$

On remarque c'est presque égale à la même valeur donnée par l'ArcGis d'après une classification de la MNT : 926,52m.

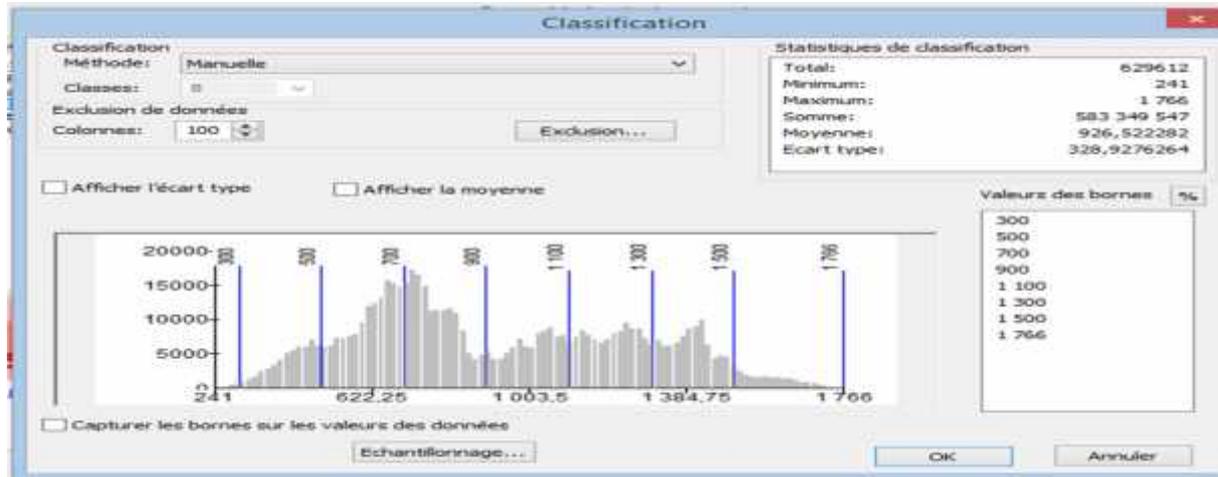


Fig 10 : Statistique d'après la classification de la carte hypsométrique sur ArcGis

- *l'altitude médiane est la valeur lue à 50% de la surface totale du bassin sur la courbe hypsométrique : $H_{med} = 905m$*

IV.3. Temps de Concentration

Défini comme le temps au bout duquel la particule d'eau tombée dans la zone la plus éloignée de l'exutoire va atteindre celui-ci. Le temps de concentration est une caractéristique du bassin qui dépend essentiellement de la superficie du bassin, la lithologie, la pluviométrie, des pentes, de la longueur et de la densité du réseau hydrographique. Pour son calcul, il existe plusieurs formules. Certaines sont d'usage courant au Maroc. On citera :

- Formule de Giandotti (en heures) :

$$T_c = \frac{4 \cdot \sqrt{A} + 1,5L}{0,8 \sqrt{H_{moy}}}$$

Avec :

_Tc temps de concentration (heures).

_A : surface du bassin en km² ; A=405km²

_L longueur du cours d'eau principal thalweg en (km) ; L=45,68km

_Hmoy : altitude moyenne (m) ; Hmoy= 928,36m

Pour notre bassin versant :

$$T_c = 6h11min$$

D'après la valeur du temps de concentration au niveau du bassin versant d'Oued Aggay, ce qui permet de classer le bassin parmi les bassins versants qui ont un temps de concentration relativement faible.

IV.4. Etude de pente

Notre objectif est d'étudier les indices de pentes et de caractériser les pentes pour bien définir ses caractéristiques et de le classifier. Comme la pente joue un rôle important pour la caractérisation hydrologique du bassin versant afin d'établir le bilan hydrologique, elle influe directement sur l'infiltration et le ruissèlement pour une même averse et à même perméabilité.

IV.4.1. Carte de pente par l'ArcGis

Pour chaque cellule (pixel), l'outil Pente calcule le taux de variation maximal des valeurs de cette cellule par rapport à ses voisines. D'une façon générale, la variation maximale de l'altitude sur la distance entre la cellule et ses huit voisines identifie la descente la plus raide depuis la cellule.

L'outil Pente est généralement appliqué à un jeu de données d'altitude, comme le montrent les diagrammes ci-dessous. Les pentes les plus raides apparaissent sur le raster de pente en sortie sous forme de couleur ombrée rouge.

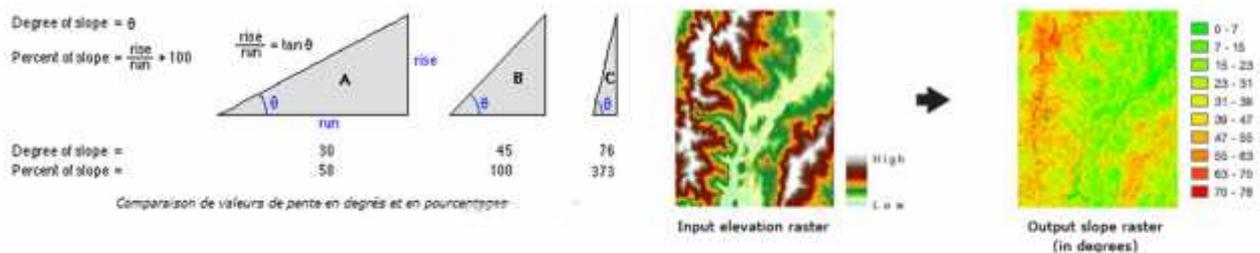


Fig11 : caractéristique de l'outil pente sur l'ArcGis

Au niveau du bassin d'Aggay la carte de pente est donnée comme suivant :

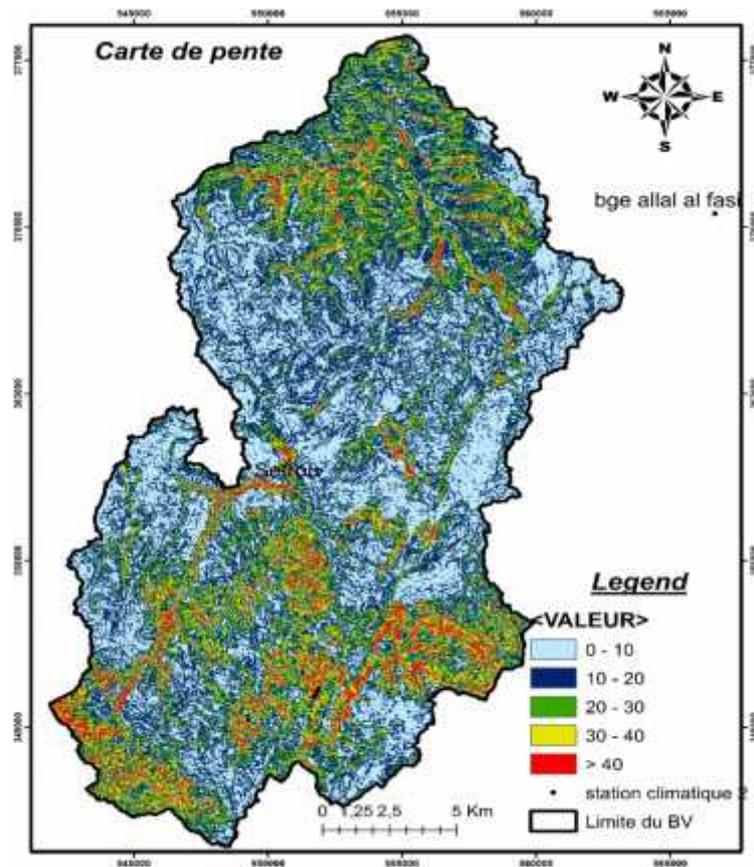


Figure 12 : la carte de pente au niveau de la zone d'étude d'après ArcGis

Les différentes pentes obtenues peuvent être classées comme suit :

Tab 3 : Classification de pente

TYPE DE PENTE	CLASSES
1 Nulle à faible	(0 à 10%)
2 moyennement modérée	(10 à 20%)
3 modérés	(20 à 30 %)
4 forte	(20 à 40%)
5 abrupte	➤ 40%

IV.4.2. L'indice de pente global

L'indice de pente global I_g permet d'évaluer l'importance du relief sur le bassin. Il est défini comme étant le rapport entre la dénivellation utile (D_u) et la longueur (L) du rectangle équivalent. Cet indice I_g caractérise le relief du bassin. Il est donné par la formule suivante :

$$I_g = \frac{D_u}{L_{eq}} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L_{eq}}$$

Avec I_g : indice de pente global en m/km

$H_{5\%}$ l'altitude qui correspond à 5% de surface cumulée

$H_{95\%}$ l'altitude qui correspond à 95% de surface cumulée

D_u : Dénivelée $H_{5\%} - H_{95\%}$, $D_u = 1080m$

L : longueur du rectangle équivalent en (km), $L = 56,43km$

D'où $I_g=20\text{m/km}$

$I_g=0,02$

Selon le tableau d'Ostrom la valeur d' I_g permet de déduire que le relief du bassin versant est assez fort.

Tab4 : Classification d'OSTROM

Classification ORSTOM du relief à partir de l'indice de pente globale

Relief	Valeur d' I_g
Relief très faible	$I_g < 0,002$
Relief faible	$0,002 \leq I_g < 0,005$
Relief assez faible	$0,005 \leq I_g < 0,01$
Relief modéré	$0,01 \leq I_g < 0,02$
Relief assez fort	$0,02 \leq I_g < 0,05$
Relief fort	$0,05 \leq I_g < 0,5$
Relief très fort	$I_g > 0,5$

Nb : si la superficie augmente l'indice I_g décroît.

IV.4.3. Dénivelée spécifique D_s

Le dénivelé spécifique prend compte de la superficie du bassin et l'indice de pente global I_g . Cet indice nous permet de comparer les bassins entre eux et il est défini par la formule suivante :

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

Avec : I_g : indice de pente global $I_g=20\text{m/km}$;

A : superficie en km^2 $A=405 \text{ km}^2$

D'où : $D_s = 402,24\text{m}$

Tab 5 : Classification Ostrom du relief à partir de D_s

Relief très faible	$D_s < 10\text{m}$
Relief faible	$10 < D_s < 25\text{m}$
Relief assez faible	$25\text{m} < D_s < 50\text{m}$
Relief modérés	$50\text{m} < D_s < 100\text{m}$
Relief assez fort	$100\text{m} < D_s < 250\text{m}$
Relief fort	$250\text{m} < D_s < 500\text{m}$
Relief très fort	$D_s > 500\text{m}$

D'après la classification de l'Ostrom, la valeur de D_s au niveau du bassin versant montre un relief qui relativement fort.

IV.5. Etude d'exposition

L'Exposition est l'orientation des structures identifiant la direction de pente descendante du taux de variation maximal des valeurs de chaque cellule par rapport aux cellules voisines. Elle peut être assimilée à la direction de la pente. Les valeurs de chaque cellule dans le raster en sortie indiquent la direction de boussole dans laquelle la surface est orientée à cet emplacement. L'exposition est mesurée, dans le sens horaire, de 0 (plein nord) à 360 (de nouveau plein nord), formant ainsi un cercle complet. Les surfaces planes n'ayant pas de direction de pente descendante se voient attribuer une valeur de -1.

Le diagramme suivant présente un jeu de données d'altitude en entrée et un raster d'exposition en sortie.

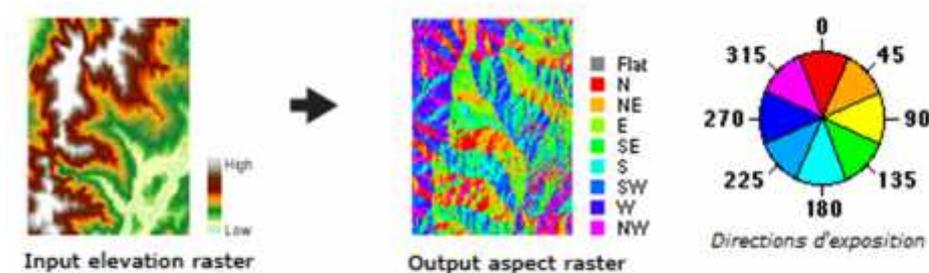


Fig13 : jeu de données d'altitude en entrée et un raster d'exposition en sortie.

L'outil Exposition permet d'effectuer plusieurs opérations et nous aider sur plusieurs décisions et ce paramètre permet de :

- Rechercher tous les versants exposés au nord, dans le cadre d'une recherche des meilleures pentes de ski.
- Calculer l'ensoleillement de chaque emplacement d'une région dans le cadre d'une étude visant à déterminer la diversité de vie de chaque site.
- Rechercher tous les adrets d'une région montagneuse pour identifier les lieux dans lesquels la neige fondra probablement en premier dans le cadre d'une étude visant à identifier les quartiers résidentiels qui seront affectés en premier par l'écoulement.
- Identifier les surfaces planes pour permettre à un avion de trouver une aire d'atterrissage utilisable, en cas d'urgence.

Au niveau du bassin versant d'Aggay la carte d'exposition de la structure est la suivante :

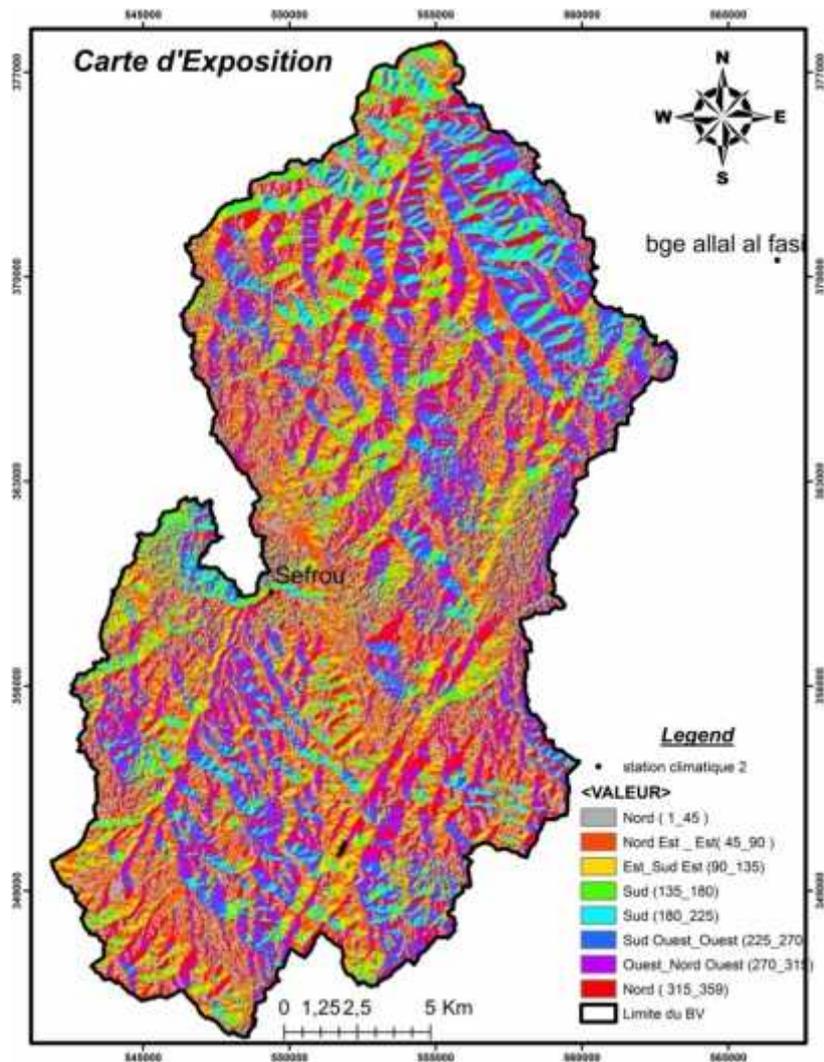


Fig14 : Carte d'exposition au niveau du bassin versant

Le tableau ci-dessous montre les statistiques de la classification :

Tab 6 : caractéristique d'après une classification de l'exposition sur ArcGis

Statistiques de classification	
Total:	629612
Minimum:	-1
Maximum:	359,5341797
Somme:	109 450 914,8
Moyenne:	173,8386734
Ecart type:	114,020414

La classification montre que la valeur de la direction d'exposition est de 173,83 donc on peut conclure que la majorité des structures sont orientées vers le Sud.

IV.6. Carte d'ensoleillement et d'ombrage

L'ensoleillement, aussi appelé insolation, est la mesure du rayonnement solaire que reçoit une surface au cours d'une période donnée, s'exprimant en mégajoules par mètre carré, MJ/m^2 (comme recommandé par l'Organisation météorologique mondiale) ou en watts-heures par mètre carré, Wh/m^2 (surtout par l'industrie solaire). Cette mesure divisée par le temps d'enregistrement fournit la mesure de densité de puissance, appelée l'éclairement énergétique/irradiance, exprimé en watts par mètre carré (W/m^2).

D'après la carte d'ensoleillement ci-dessous, on remarque que la partie amont vers les zones de hautes altitudes est la zone la plus ensoleillée, la zone médiane constitue la zone de transition avec la zone moins ensoleillée par contre, la partie aval (la plaine) du bassin versant est la zone qui présente une faible quantité d'ensoleillement.

Pour l'ombrage, il est déterminé à partir de l'outil Ombrage qui permet d'obtenir l'éclairage hypothétique d'une surface en déterminant les valeurs d'éclairage de chaque cellule d'un raster. Cette fonction définit la position d'une source lumineuse hypothétique et calcule les valeurs d'éclairage de chaque cellule par rapport aux cellules voisines. L'ombrage améliore nettement la visualisation d'une surface lors de l'affichage d'analyses ou de diagrammes, en particulier si on a recours à la transparence.

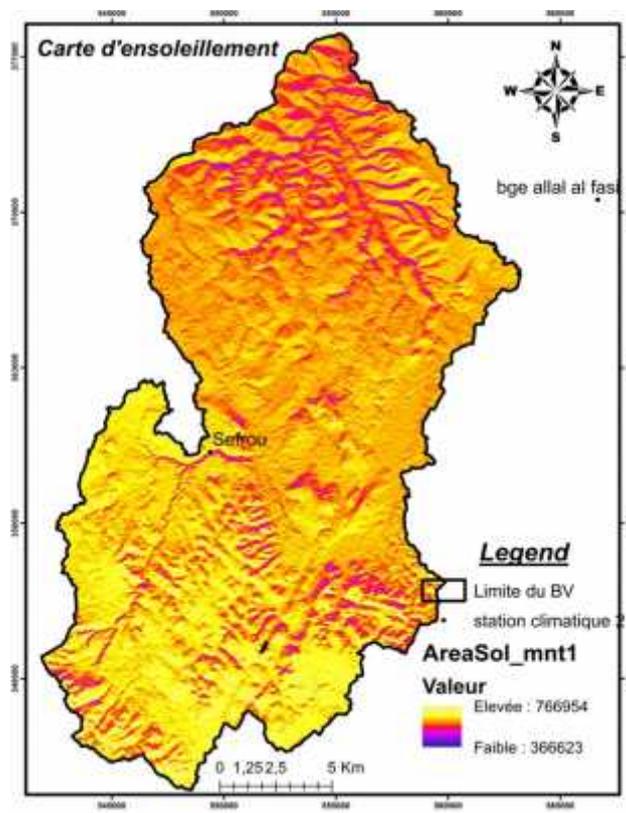


Fig15 : carte d'ensoleillement au niveau du bassin d'Aggay

Par défaut, l'ombre et la lumière sont des nuances de gris associées à des entiers de 0 à 255 (du noir au blanc).

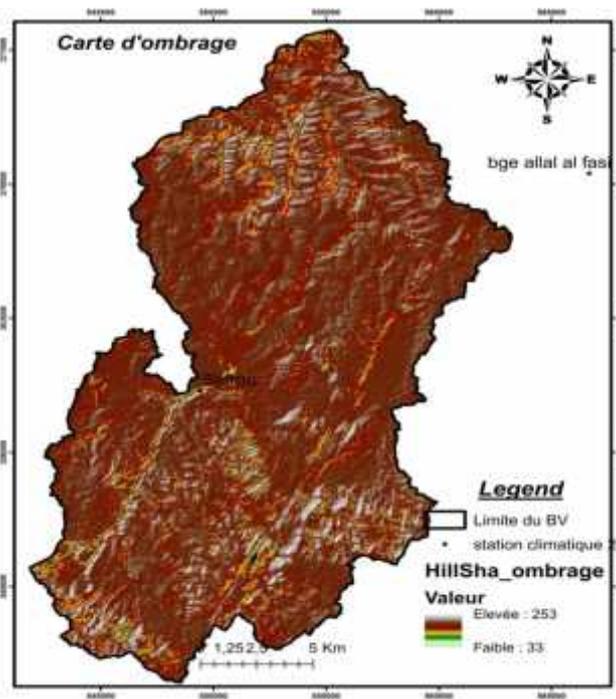


Fig16 : Carte d'Ombrage au niveau du bassin versant

V. CARACTERISATIQUES DU RESEAU HYDROLOGIQUE

On désigne par réseau hydrographique un ensemble hiérarchisé et structuré de chenaux qui assurent le drainage superficiel, permanent ou temporaire, d'un bassin versant ou d'une région donnée.

La hiérarchie du réseau hydrographique se manifeste par l'importance croissante de ses éléments, depuis les ramifications originelles de l'amont dépourvues de tributaires (dites d'ordre 1 dans la classification de Horton - Strahler, 1952), jusqu'au collecteur principal. Le numéro d'ordre de celui-ci croît (ordre 2, ordres 3, 4, 5, etc.) avec la taille du bassin, le nombre de tributaires et la densité du drainage.

Le réseau hydrographique est d'autant plus dense que le climat est plus humide, que les pluies sont plus abondantes, les pentes plus fortes, les roches ou formations superficiels moins perméables.

Au niveau de notre bassin versant le cours d'eau principal s'étend sur 45,68km depuis l'amont et les hautes altitudes vers l'exutoire. D'après la fonction Archydro au niveau d'ArcGis, on a pu calculer la longueur du cours d'eaux principal et même pour les thalwegs de faible extension avec une direction d'écoulement du bassin d'Aggay est de Sud vers le Nord.

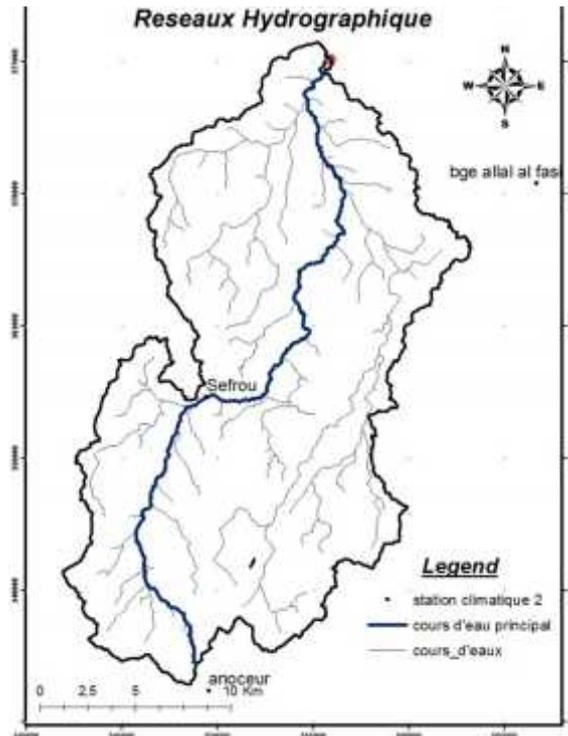


Fig17 : réseaux hydrographique

V.1.Densité de drainage

Chaque réseau hydrographique est caractérisé par une densité de drainage, qui est définie comme le rapport entre la somme des longueurs des lignes de courant pour un réseau hydrographiques sur la superficie du bassin versant. Elle est donnée par la formule suivante :

$$Dd = \frac{\sum Li}{A}$$

Avec : Li : Longueur accumulée des thalwegs (permanents et temporaires) en Km.

A : Superficie du bassin en km^2 .

Pour le bassin versant d'Aggay : $\sum Li = 298,207 km$ et $A = 405 km^2$.

$$\underline{D'où Dd = 0,73 km^{-1}}$$

Cette valeur nous donne une idée que le réseau hydrographique du bassin est dense

V.2.Coefficient de Torrentialité

Ce coefficient tient compte de la fréquence des thalwegs élémentaire (de faible ordre, généralement d'ordre 1) par la densité de drainage, la valeur est donné par la relation suivante :

$$\underline{Ct = Dd.F1}$$

Avec : Dd : densité de drainage, $Dd=0,73\text{km}^{-1}$.

$F1$: désigne la fréquence des thalwegs élémentaires $F1=N1/A$; $F1=0,21$

$N1$: nombre de cours d'eau d'ordre 1.

$$Ct=0,16$$

La valeur est relativement faible du faite que le coefficient de torrentialité dépend directement du temps de concentration ($Tc=6\text{h}11\text{min}$), (cette valeur est en relation avec la nature du relief, pente, superficie du bassin, précipitation,

V.3.Hiérarchisation du réseau

Comme la ramification du réseau est plus au moins complexe, on procède par une classification sur l'ensemble des ramifications du réseau. Dans la classification de Strahler, tout drain qui n'a pas d'affluent se voit attribuer la valeur 1. Puis, le calcul de la valeur de chaque drain se fait selon la méthode suivante : un drain d'ordre $n+1$ est issu de la confluence de deux drains d'ordre n . L'ordre de Strahler d'un bassin versant est l'ordre du drain principal à l'exutoire. Des améliorations ont été apportées à cette méthode par Schrever et Scheidegger pour accorder l'ordre de Strahler avec l'importance du débit sur le drain principal. La carte ci-dessous montre bien que l'ordre total du bassin d'Aggay est de 4.

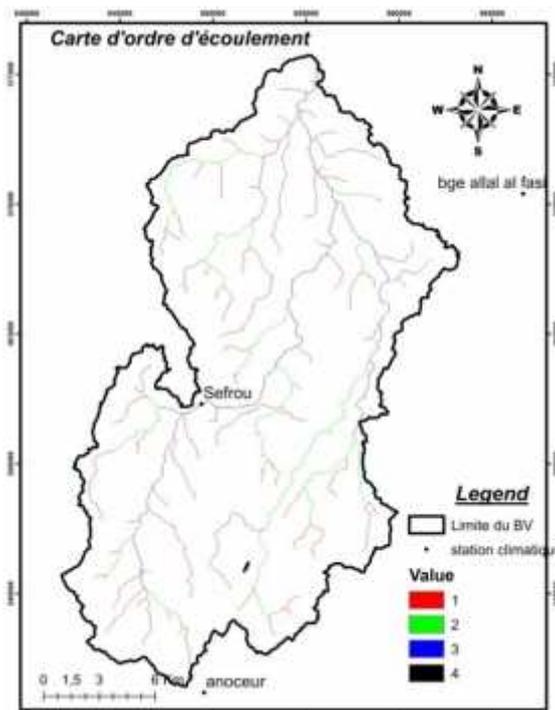


Fig18 :L'ordre de Strahler du bassin versant d'Aggay

V.4.Profil en long du bassin versant

L'utilisation du profil le long du cours d'eau principal permet d'estimer la pente moyenne et ensuite on peut calculer le Tc caractéristique. On remarque qu'on a plusieurs ruptures de pente indiquant une érosion au niveau du tronçon de

rupture. Ces ruptures sont généralement dues à des changements de faciès. Les principaux affluents occupent la rive droite avec une densité appréciable.



Fig19 : Profil en long du bassin versant d'Aggay sur Global Mapper

VI.LA COUVERTURE VEGETALE

L'activité végétative et le type de sol sont intimement liés et leurs actions combinées influençant singulièrement l'écoulement en surface. Le couvert végétal retient, selon sa densité, sa nature et l'importance de la précipitation, une proportion variable de l'eau atmosphérique. Cette eau d'interception est en partie soustraite à l'écoulement.

Etant donné l'importance du rôle joué par la forêt, on traduit parfois sa présence par un indice de couverture forestière K :

$$K = \frac{\text{Surface des forêts}}{\text{Surface totale du bassin}} \cdot 100$$

$$K = 4,8304/405 = 1,08 \%$$

Pour notre cas la surface du couvert végétal est de 4,8304km² donc, on a une végétation faible.

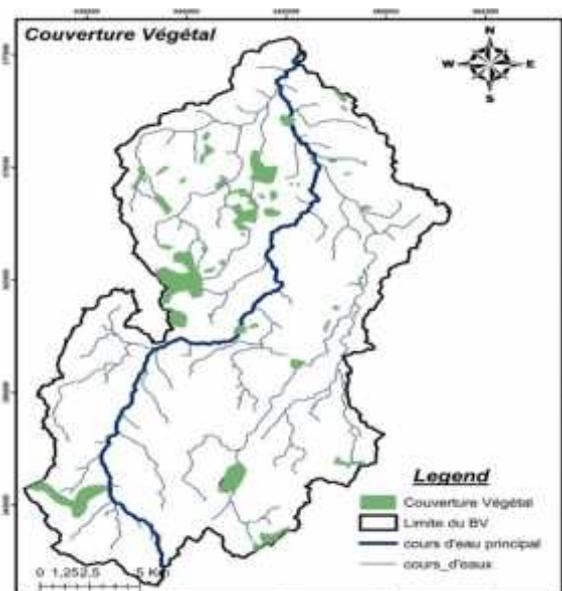


Fig20 : Carte de végétation au niveau du bassin

VI. CONCLUSION

Les différentes caractéristiques physiographiques du bassin versant de l'Oued Aggay sont résumé dans le tableau ci-dessous. Les paramètres caractérisant le relief du bassin montre un bassin allongé. Comme L est relativement faible, la valeur du Tc pour une averse caractéristique est relativement moyenne. La courbe hypsométrique montre un relief qui décroît en se déplaçant vers l'exutoire du bassin (partie septentrionale de la zone d'étude). Les altitudes relativement moyennes (de 500 à 900 m) sont les plus fréquentées.

Le réseau hydrographique est relativement plus dense au niveau de la rive droite que sur la rive gauche, les deux rives restent presque symétriques d'après leurs surfaces et la représentation trièdrale .

Tab 7 : Caractéristique physiographique au niveau du bassin versant

Caractéristiques de forme	Périmètre (km)	127,42
	Superficie	405
	Indice de compacité de Gravelius (Kg)	1,77
	Indice de compacité de Horton (Kh)	0,0065
	Longueur du rectangle équivalent (km)	56,43
	Largeur du rectangle équivalent (km)	7,18
Caractéristiques Du relief	Altitude maximale (m)	1766
	Altitude minimale(m)	241
	Altitude moyenne (m)	928,36
	Altitude médiane (m)	905
	Pente moyenne	27,02
	Indice de pente global	0,02
	Dénivelée spécifique (m)	402,24
	Temps de concentration	6h11min
Caractéristiques hydrologiques	Longueur du réseau hydrographique (km)	298,207
	Densité de drainage (km ⁻¹)	0,73

II. APERÇU LITHO-STRATIGRAPHIQUE

Le bassin karstique de Sefrou est situé dans la bordure NW du Causse de Sefrou, dans la zone de transition entre le Moyen Atlas, au Sud, et la plaine du Saiss, au Nord. Ce bassin, individualisé fort probablement au Pliocène inférieur-moyen, est développé principalement sur un substratum, formé de dolomies d'âge liasique inférieur au Sud. Ces dolomies s'ensuivent au Nord sous des terrains tortono-messiniens et plio-quadernaires (couloir Sud-Rifain). Les terrains tortono-messiniens sont composés essentiellement de silts ocres et de marnes sableuses bleues. Les terrains plio-quadernaires sont constitués de carbonates continentaux, d'épandages de cônes de déjection et de dépôts alluviaux travertino-détritiques. Ces derniers, qui se présentent morphologiquement sous forme de terrasses étagées à emboîtées, occupent le fond de la vallée actuelle de l'Oued Aggay qui constitue l'unique drain du bassin de Sefrou.

Les dépôts plio-quadernaires de ce bassin ont enregistré des manifestations néotectoniques polyphasées (Martin, 1981; Charrière, 1990; Gourari, 2001; Hinaje 2002) qui se sont exprimées principalement par des failles normales et des décrochements senestres. Ces manifestations ont défini l'architecture actuelle du bassin, contrôlé l'évolution spatio-temporelle de la sédimentation, permis le passage de ce bassin de l'endoréisme à l'exoréisme au Pléistocène moyen et, ont déterminé l'allure du tracé de la vallée actuelle de l'Oued Aggay.

Comme déjà mentionné, le bassin versant de l'oued Aggay est étendu sur deux domaines structuraux qui sont le Moyen Atlas tabulaire (Causse moyen atlasique) et le couloir sud rifain.

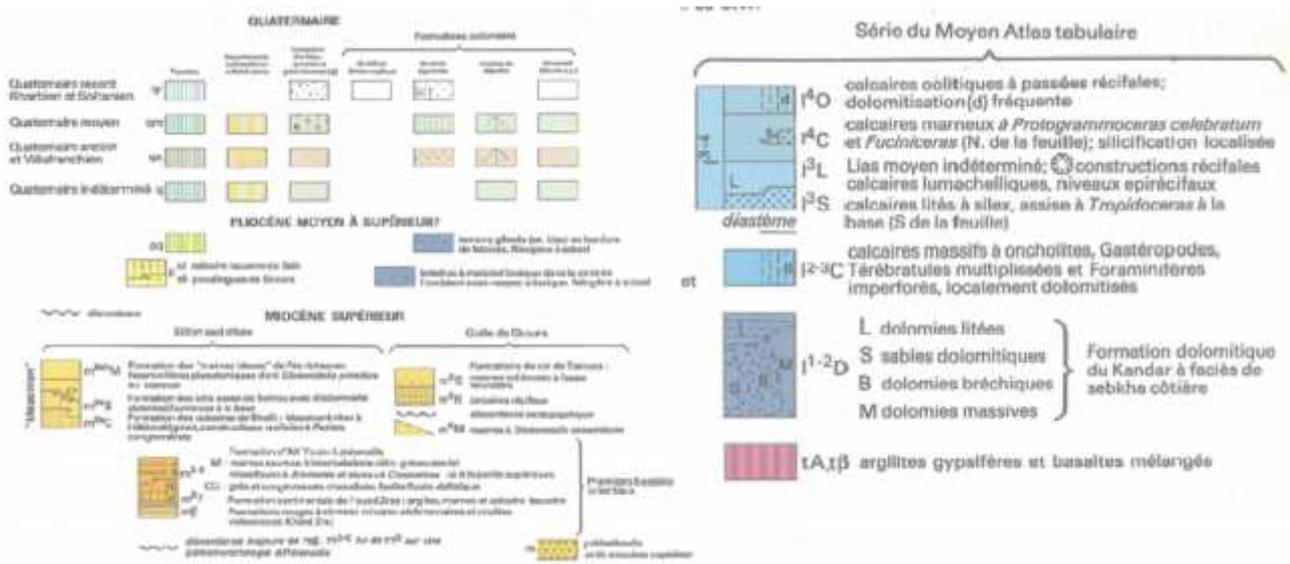
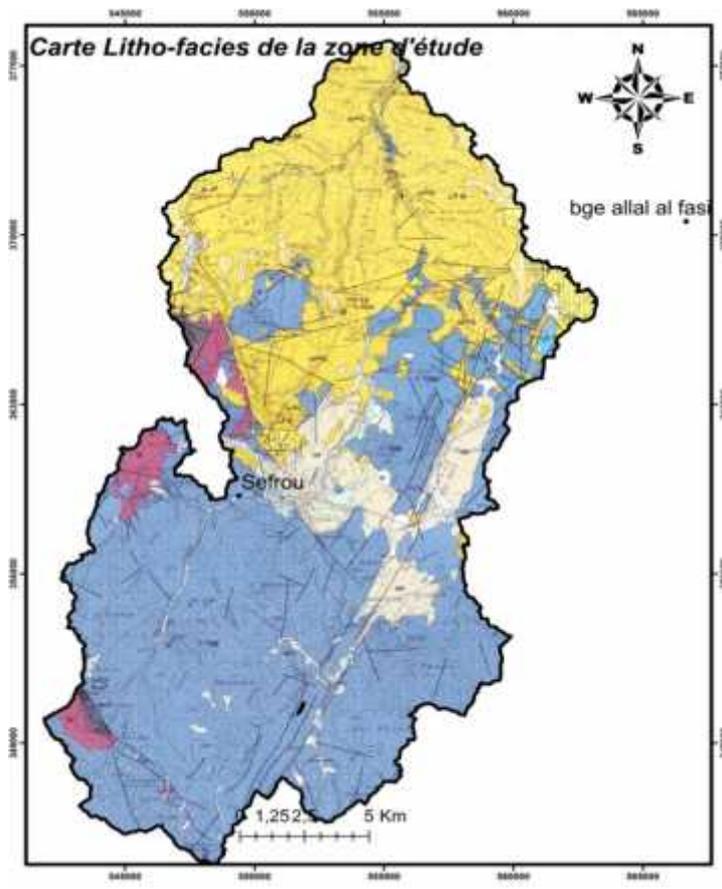


Fig 22 La litho-stratigraphie du bassin versant d'Aggaj

II. 1. Causse Moyen Atlasique

Les plateaux qui composent le Causse Moyen Atlasique surplombent les régions voisines, que ce soit le couloir de Khenifra-Azrou ou le bassin de Saïss. Le Causse moyen atlasique offre les paysages classiques de hauts plateaux calcaires, d'où l'appellation de causse, ce qui implique tout un ensemble de conditions lithologiques, hydrologiques et morphologiques. C'est en effet le domaine du calcaire ou, plus précisément, de roches carbonatées : calcaires et dolomies.

Les limites du Causse moyen atlasique sont bien marquées à l'Ouest et au Nord par des corniches ou des escarpements dont le commandement peut atteindre 300 à 400 mètres. Vers l'Est, le Causse est accolé à une zone montagneuse, en général plus élevée, sillonnée par des chaînes orientées SW-NE: cette zone est appelée Moyen Atlas plissé. Le contact entre Causse et Moyen Atlas plissé n'est pas partout très net. Il est très spectaculaire dans la partie centrale de la chaîne (région de Timahdite) où le Causse est dominé par un alignement de plis tandis qu'au Nord et au Sud, les contrastes s'estompent très rapidement. Depuis l'oued Aggay, au Sud Ouest, jusqu'à la région de Taza au Nord Est, le Causse moyen atlasique forme un grand ensemble de plateaux étagés de 1000 à 2000 m.

Les terrains antéjurassiques constituent le substratum profond du Causse. Le socle n'apparaît que sur le versant occidental, à Azrou par exemple, les schistes et les calcaires viséens, arasés puis soulevés en bloc affleurent jusqu'à 1600 m d'altitude. Ailleurs, ce n'est qu'à la faveur de bombements que le socle apparaît en boutonnière ; au Sud Est de Sefrou et au J. Kandar près d'Imouzzer (Lepoutre et Martin, 1967).

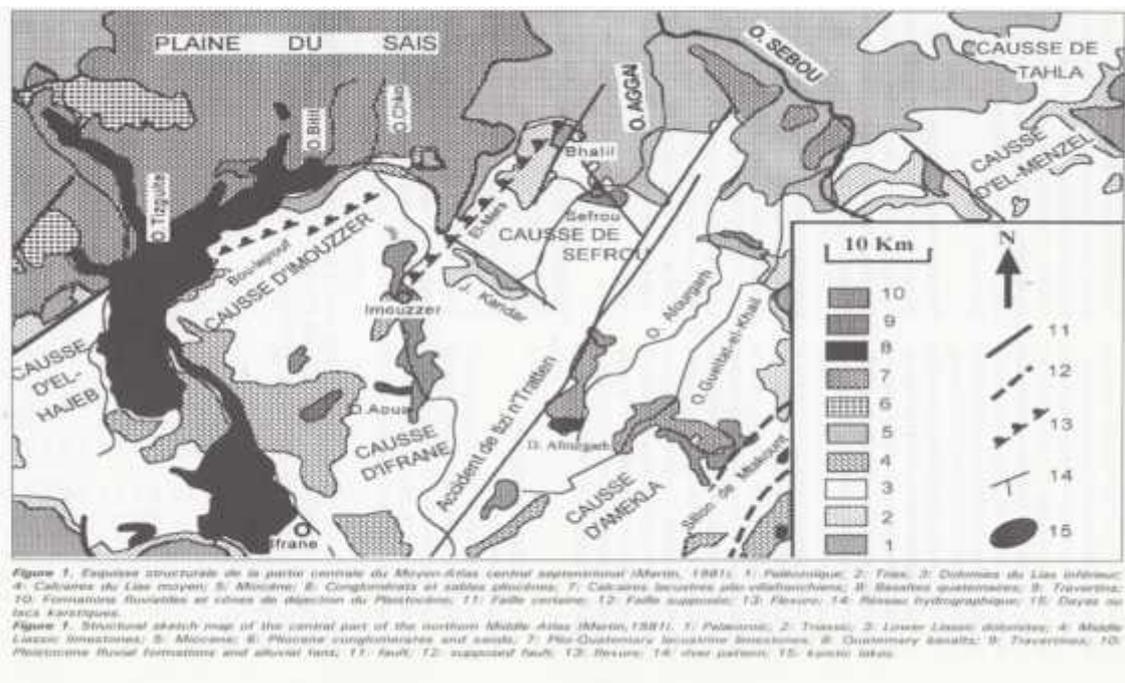


Fig 23 : Les Facies Litho-stratigraphique au niveau du Moyen Atlas Tabulaire

II.2. Le Couloir Fès-Taza

Le couloir de Fès-Taza constitue la partie la plus orientale du couloir sud-rifain. Ce sous bassin hydrogéologique est limité au Nord par les affleurements des formations marneuses appartenant aux nappes pré rifaines, à l'Ouest par le bassin lacustre de Fès-Meknès, de l'WSW à l'ENE par la limite des affleurements des calcaires liasiques du Moyen Atlas qui rejoignent vers le NE celles des nappes pré rifaines au niveau du massif primaire de Tazzeka à l'Ouest de Taza. Ce couloir

triangulaire passant par Fès-El Menzel et le col de Touahar, couvre superficie approximative de 1560 km². Sur le plan morphologique, le couloir de Fès-Taza est un fossé compris entre deux unités montagneuses qui sont le Rif au Nord et le Moyen Atlas au Sud. Ce fossé se rétrécit progressivement d'Ouest en Est et disparaît vers Oued Amlil un peu à l'Ouest de Taza.

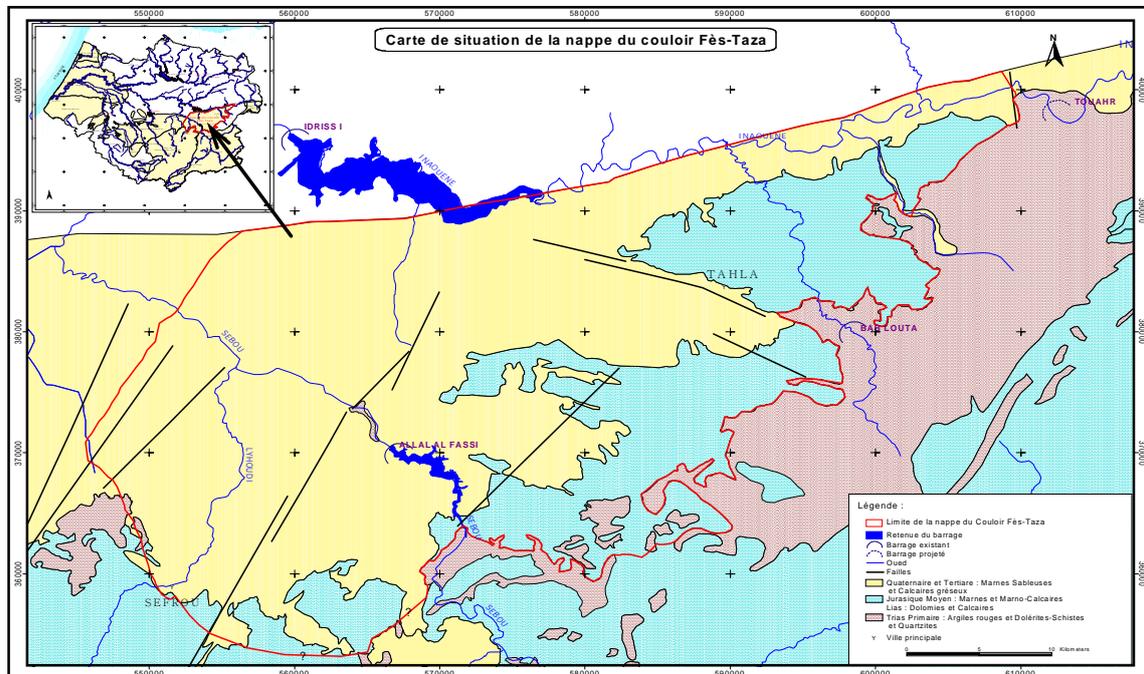


Fig 24: Carte de situation du couloir de Fès-Taza

Ce couloir correspond essentiellement à la vallée de l'oued Inaouène, affluent important de l'oued Sebou. Cette vallée présente une dissymétrie très marquée à cause du contraste de la lithologie de ses deux versants ; le versant méridional calcaire et dolomitique (Moyen Atlas) étant beaucoup plus abrupt que le versant septentrional (Rif) constitué de collines marneuses. A cause de sa position géographique et sa morphologie, le couloir Fès-Taza constitue naturellement une importante voie de communication entre le Maroc occidental et la Maghreb oriental.

Le couloir Fès-Taza appartient au sillon sud-rifain qui s'étend de l'Atlantique à la Méditerranée entre la chaîne rifaine au Nord et les môles hercyniens de la Meseta et du Moyen Atlas au Sud. Le Causse moyen-atlasique au Sud s'enfoncé progressivement au Nord sous les formations miocènes transgressives sur le Paléozoïque et le Jurassique.

Au Tortonien (Miocène supérieur), après les phases tectoniques majeures qui ont déformé la chaîne rifaine mais qui n'ont pas affecté son avant-pays le Moyen Atlas, s'est formé une zone de sédimentation qui est le domaine pré rifain. Cette série affleure, en général, au niveau des accidents du socle qui entraînent la remontée des terrains anciens et profonds vers le cœur des structures anticlinales.

III. CONCLUSION

En résumé, malgré la diversité des formations affleurant au niveau du bassin versant d'Aggay, on peut les rassembler en deux grandes ensembles lithologiques ; d'une part l'unité correspondant aux terrains de moyen Atlas tabulaire dans la partie sud distingués par une nature essentiellement carbonatée et d'autre part l'unité appartenant au couloir Sud rifain dans la partie septentrionale du bassin composée par des formations marneuses développées.

Le taux de perméabilité des formations géologiques à dominance carbonatée va influencer surement la réponse hydrologique du bassin versant (la nappe hydrogéologique pré-rifaine, nappe de Saiss du miocène, nappe moyen atlasique, aquifère liasique) aussi que les paramètres hydrodynamique de ce dernier.

Chapitre III : CONTEXTE CLIMATIQUE DU BASSIN VERSANT

I. INTRODUCTION

L'étude climatique a été réalisée en se basant sur les données de 5 stations distribuées le long du bassin versant et ce dans le but d'examiner les variables (précipitations, température, indice d'aridité.....), et de cartographier ces données climatiques. Le tableau suivant résume les coordonnées géographiques de ces stations

Tab8 : la situation des stations climatiques en fonction de leurs coordonnées géographiques

Station	N° de station	X	Y	Z
Ain Timédrine	576	578700	350350	650
Séfrou	6562	549370	359200	930
Azzaba	1496	569650	359570	478
DRH FES	3817	535400	384800	415
bgeallal al fassi	876	566650	370540	430

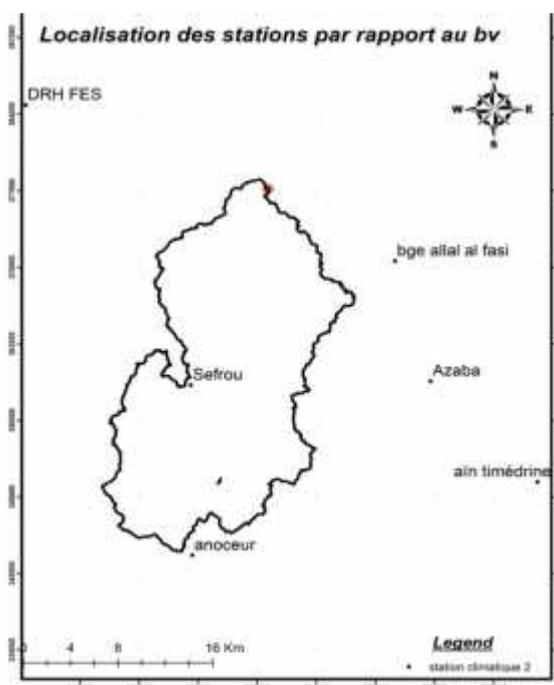


Fig 25: Localisation des stations par rapport au niveau du Bassin d'Aggay

II. PRECIPITATIONS

Les précipitations représentent une partie des processus hydrologiques les plus variables. D'une part, elles sont caractérisées par une grande variabilité dans l'espace et ceci quel que soit l'échelle spatiale concernée (la localité, la région....).

D'autre part, elles sont caractérisées par une variabilité dans le temps, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux.

II.1. Variation temporelle des précipitations

Dans le but de travailler sur des données complètes, nous avons utilisé des méthodes statistiques pour reconstituer les lacunes dans les séries des données pluviométriques.

Méthode 1 : Si la moyenne annuelle de la station en question diffère de moins de 10% des stations environnantes, alors une simple moyenne arithmétique donne une bonne estimation des précipitations manquantes :

$$Px = \frac{1}{n} * \sum Pi$$

Méthode 2 : Si la moyenne annuelle de la station en question diffère de plus de 10% avec une des stations environnantes, l'interpolation doit alors être une pondération par le rapport des moyennes annuelles. C'est la méthode du rapport des moyennes rationnel :

$$Px = \frac{1}{n} * \sum \frac{Nx}{Ni} * Pi$$

Avec :

Px : donnée manquante de la station (x) ;

Pi : donnée de la station environnante (i) pour la même période ;

Nx : moyenne annuelle de la station (x) ;

Ni : moyenne annuelle de la station environnante (i) ;

n : nombre de station environnante.

Méthode 3 : la médiane :

La médiane est la valeur qui permet de partager une série numérique en deux parties de même nombre d'éléments. Dans le contexte climatique méditerranéen, où les précipitations se caractérisent par une extrême variabilité interannuelle, la valeur de la médiane a plus de signification climatique que la moyenne arithmétique. C'est dans ce sens que nous avons adopté pour son emploi dans le comblement des lacunes, là où les deux méthodes (méthode 1 et 2) sont inapplicables. Une donnée manque dans une station donnée et pour un mois donnée de l'année est comblée par la valeur médiane de ce mois de la dite station.

II.1.1. Précipitations annuelles

La précipitation diminue vers le SE où se localise la station de l'Anoceur qui a une moyenne de 504 mm, inférieur à celle de Sefrou 517.2 mm et celle du barrage Allal el Fassi 335,3. Ceci peut s'expliquer par l'effet orographique des enchainements des hautes crêtes. La moyenne annuelle est de 361 mm à Azzaba, de 396,2 mm à Fès, de 407,4 mm à Ain Timedrine. Ainsi, à partir des résultats obtenus pour les 5 stations, on peut déduire que la pluviométrie moyenne pour le secteur étudié est de 417,8 mm, pour la période comprise entre 1957/58 et 2009/10.

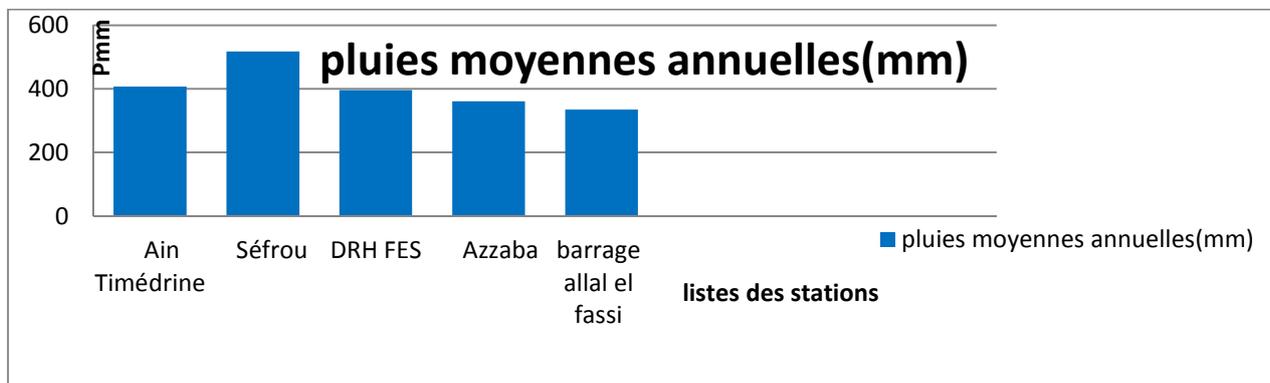


Fig 26: pluies moyennes annuelles (mm) pour les 5 stations

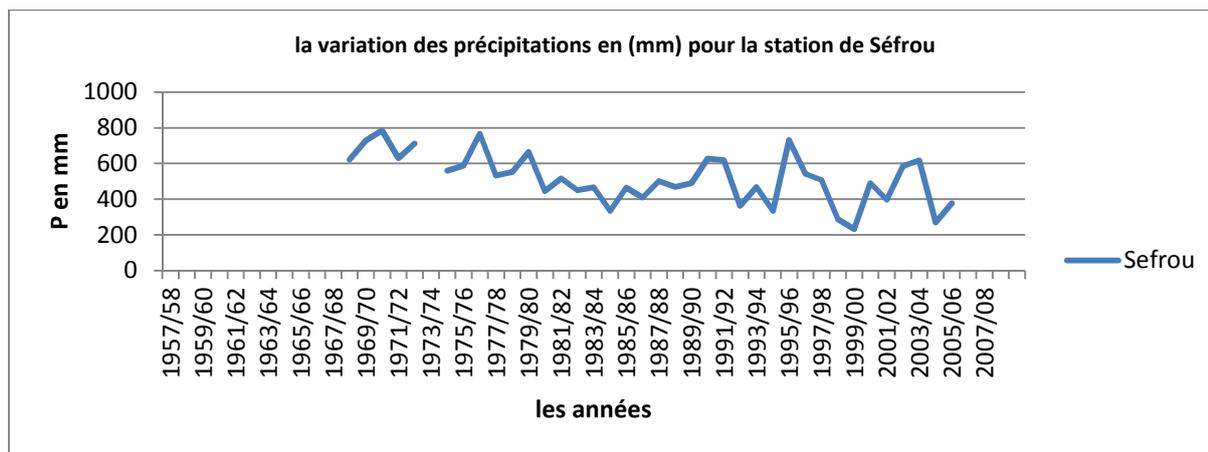


Fig 27 : la variation des précipitations en (mm) pour la station de Séfrou

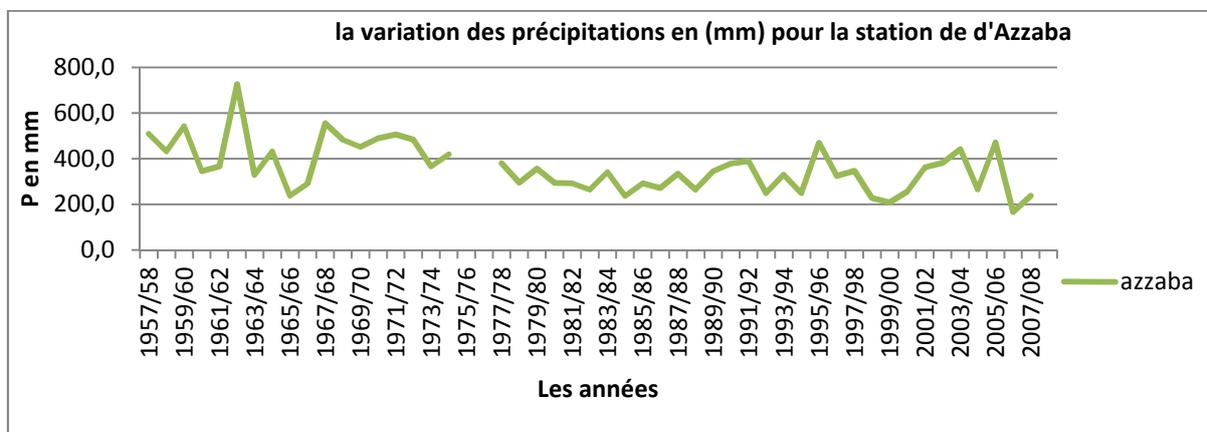


Fig 28: la variation des précipitations en (mm) pour la station d'Azaba

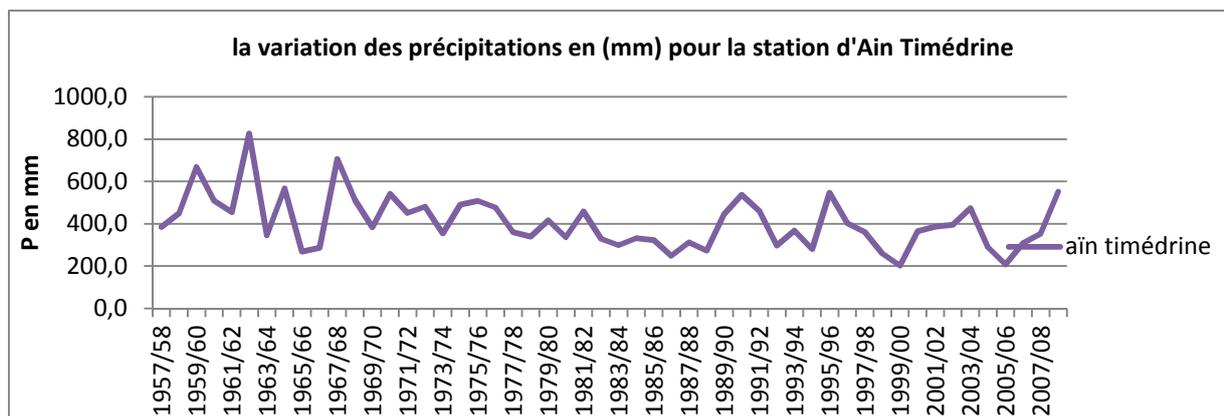


Fig 29: la variation des précipitations en (mm) pour la station d'Ain Timédrine

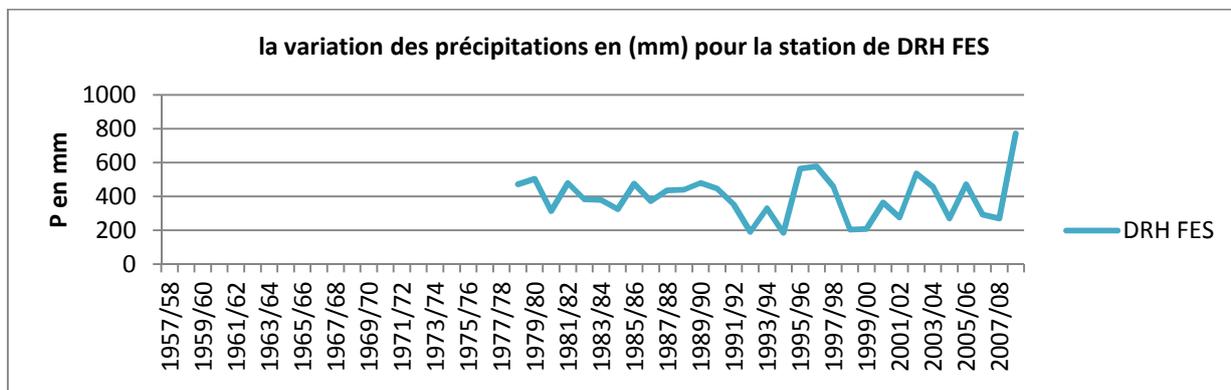


Fig30: la variation des précipitations en (mm) pour la station DRH FES

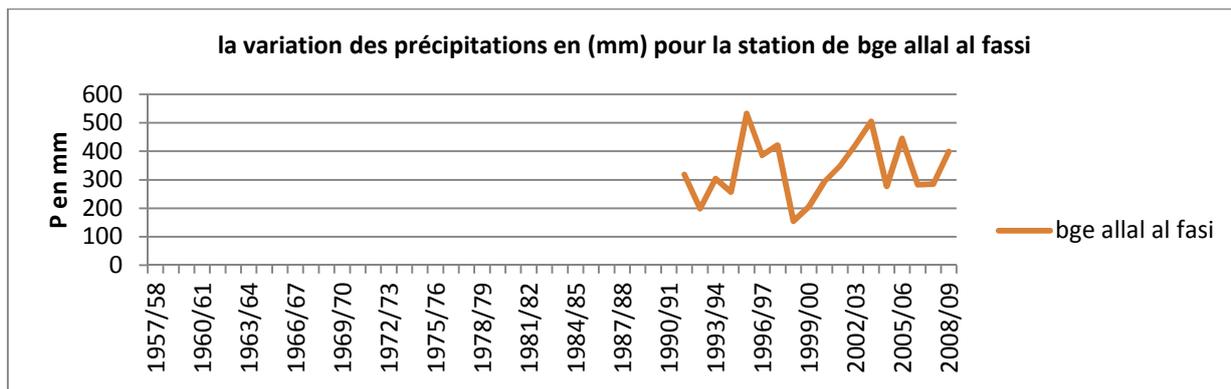


Fig 31: la variation des précipitations en (mm) pour la station barrage Allal Fassi

Pour déterminer les années excédentaires et les années déficitaires, nous allons procéder par l'utilisation du coefficient pluviométrique (H), qui est un paramètre climatique important, défini comme étant le rapport de la pluviométrie d'une année à la pluviométrie moyenne pour une période d'un nombre N d'années au niveau d'une station donnée.

$$H = P_i / P \text{ avec:}$$

H : coefficient pluviométrique

P_i : pluviométrie d'une année donné

P : pluviométrie moyenne pour une période de N années

si $H > 1$ l'année est par conséquent excédentaire

$H < 1$ l'année est déficitaire

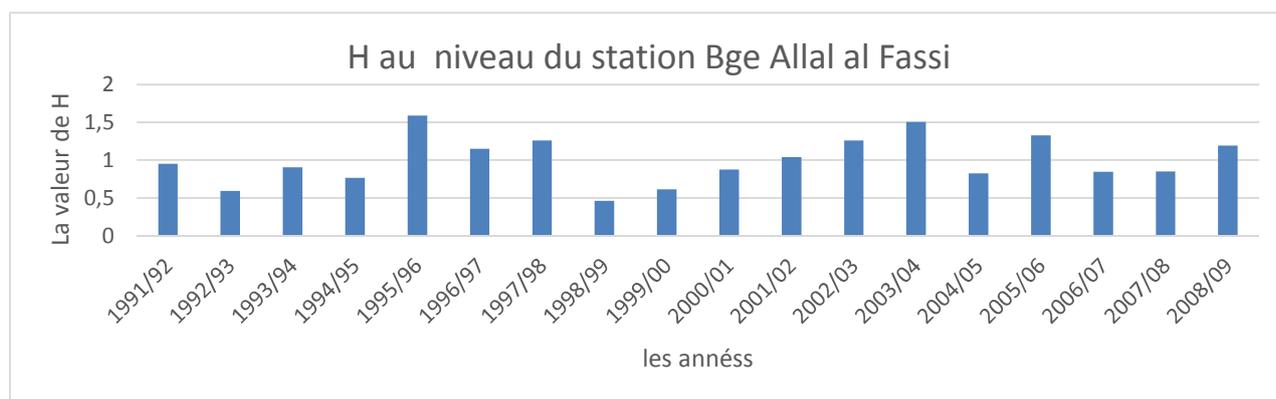


Fig 32: la variation de H au niveau de la station Barrage Allal Fassi

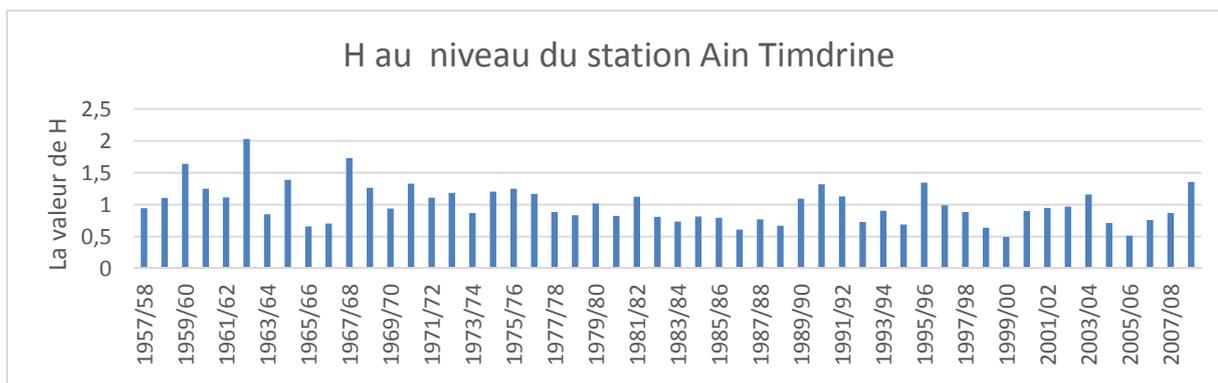


Fig 33 : La variation du H au niveau de la station d'Ain Timdrine

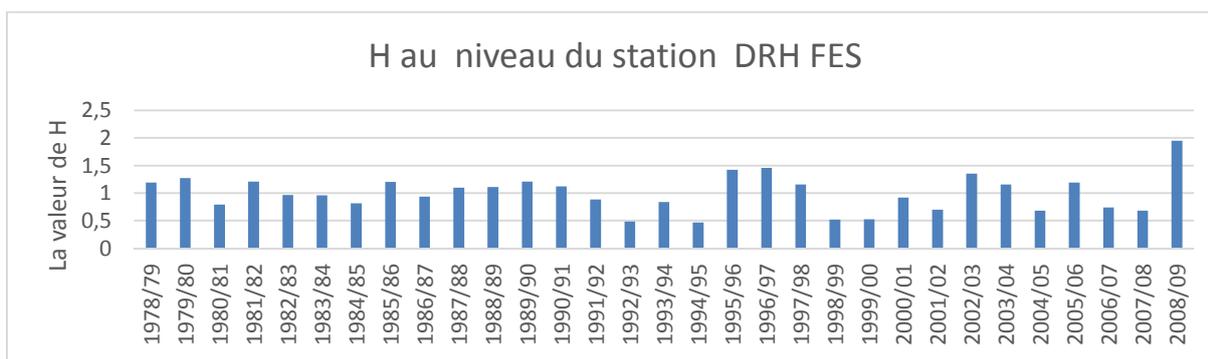


Fig 34: H au niveau de la station DRH FES

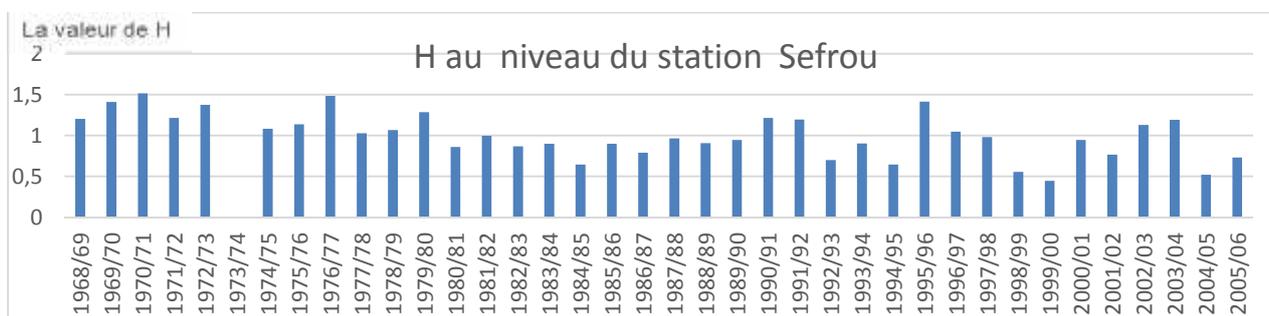


Fig 35: H au niveau de la station de Séfrou

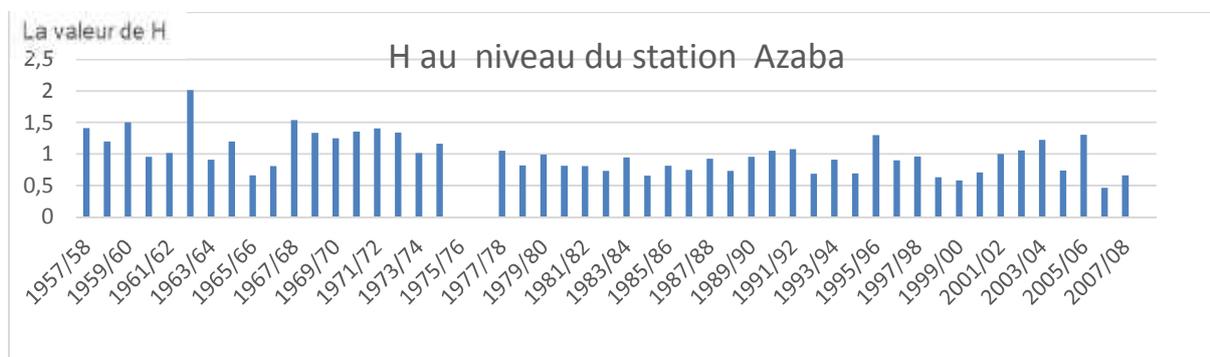


Fig 36: H au niveau de la station d'Azaaba

L'analyse des mesures pluviométriques interannuelles révèle la succession de périodes déficitaires normales ou excédentaires. En effet, sur l'ensemble de la série (1957/58/2009-10), les 5 stations se caractérisent par une très grande irrégularité et variabilité interannuelle. L'analyse des précipitations annuelles

montre que les années les plus humides pour l'ensemble des stations sont 1959_60, 1967-68, 1971_72 et 2008-09 alors que 1988_89,1992_93,1994-95, 1998-99,1999-2000, 2004_2005 et 2005-2006 représentent les années les plus sèches.

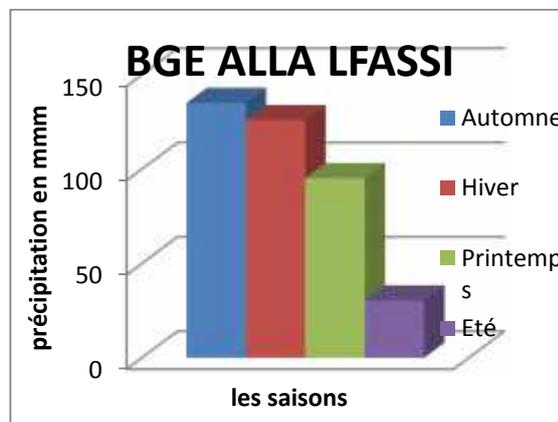
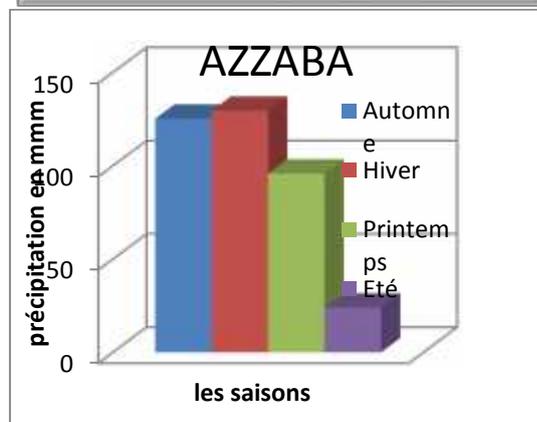
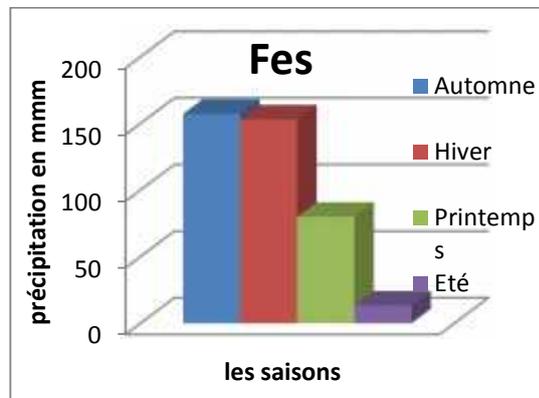
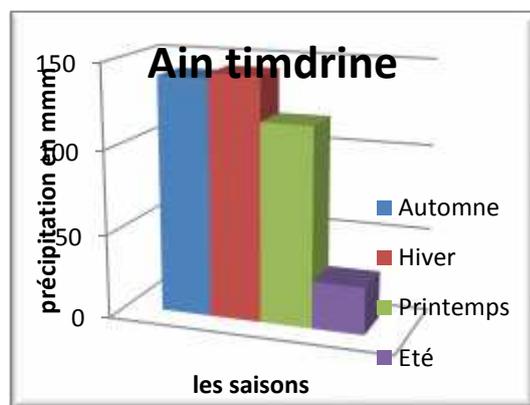
II.1.2. Précipitations saisonnière

La variation saisonnière des lames d'eau tombées dans le bassin versant est résumée dans le tableau suivant, l'analyse de cette dernière énonce les pourcentages des précipitations pour chaque saison :

Tab9: précipitations saisonnières moyennes

Saisons	Automne	Hivers	Printemps	Eté
Précipitations (mm)	148,14	152,8	114,14	39,9
Pourcentage(%)	32,56	33,58	25,08	8,76

A partir de ce tableau et à partir des données disponibles, on peut établir les histogrammes représentant les changements des quantités des précipitations saisonnières pour chaque station bien visible dans les diagrammes suivants :



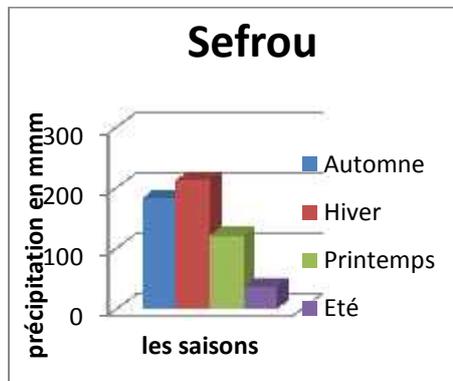


Fig37 : variation saisonnière des précipitations au niveau des 5 stations

L'analyse des histogrammes et des tableaux des précipitations saisonnières montrent que pour tout le bassin, l'hiver et l'automne constituent les saisons les plus pluvieuses avec des pourcentages moyens de valeurs 33,58% et 32,56% respectivement des précipitations totales, par contre l'été reste la saison la plus sèche avec un pourcentage de 8,76% suivie par le printemps qui représente 25,08% par rapport aux précipitations totales.

II.1.3. Précipitations moyennes mensuelles

Sur le bassin versant d'Aggay, on a enregistré une pluie moyenne mensuelle maximale de 54,92 mm au mois Décembre ce qui fait de ce mois le plus humide dans l'ensemble des stations, alors que le mois de juillet est le plus sec avec une pluie moyenne de 3,86 mm, cela va influencer directement sur les débits des ruissellements.

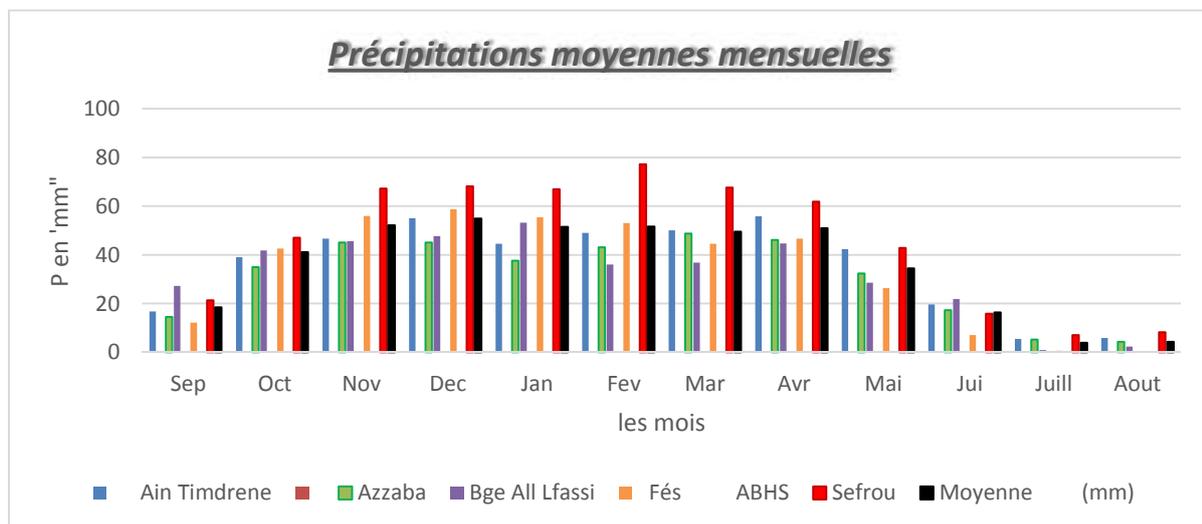


Fig 38: Précipitations moyennes mensuelles au niveau des 5 stations

II.1.4. Variation spatiale

Dans le Bassin versant, la répartition géographique de la pluviométrie dépend étroitement de l'altitude et de l'exposition des zones aux masses nuageuses provenant du NW. Les 5 stations enregistrent des hauteurs de précipitations différentes liées à l'orographie. Environ de 200 mm d'écart sont enregistrées entre Bge ALLal el fassi et Sefrou.

Tab 10: liste des stations avec la pluviométrie et l'altitude caractéristique

Station	Pluviométrie moyenne (mm)	Z
Ain Timédrine	407,5	650
Séfrou	517,2	930
Azzaba	361	478
DRH FES	396,2	415
bgeallal al fasi	335,3	450

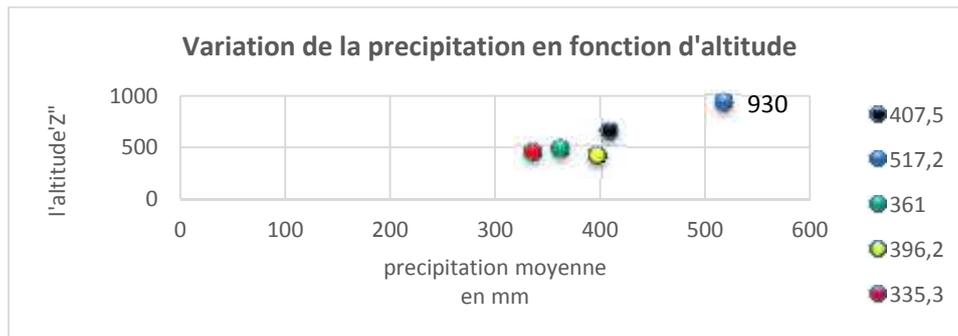


Fig39 : Variation de la pluviométrie en fonction d'altitude

- En effet, la moyenne pluviométrique annuelle croit généralement, du Nord vers le Sud en direction des hautes altitudes

II.2.Evaluation de la lame d'eau tombée sur le bassin

La lame d'eau tombée peut être estimée par plusieurs méthodes, permettent d'intégrer aux données ponctuelles relatives aux différentes stations, une résultante surfacique, ce qui permet d'estimer les précipitations spatiales. Rappelant ces méthodes :

- Moyenne arithmétique.
- Méthode des polygones de Thiessen.
- Méthode des isohyètes.

II.2.1.Moyenne Arithmétique

Soit P_1, P_2, P_3, P_4, P_5 et P_6 les précipitations moyennes annuelles des stations de Ain Timdrine, Sefrou, Azzaba, Fès DRH, Annoceur et Bge Allal Fassi respectivement sur l'ensemble de la série (1957/58/2009-10). La moyenne arithmétique annuelle peut être estimée par la formule suivante :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^6 P_i}{6}$$

Tel que :

- P_{moy} : Précipitations moyennes sur le bassin versant.

- P_i : Hauteur des précipitations à la station i .
-- n : Nombre des stations sur le bassin versant.

$$P_{\text{moy}} = 420 \text{ mm}$$

Cette méthode ne reflète pas souvent la hauteur réelle des pluies, elle ne peut être qu'une estimation approchée vue le nombre des stations faible au niveau du versant. L'erreur peut être estimée par des méthodes de corrections plus développées.

II.2.2.Méthode des polygones de Thiessen

La méthode du polygone de Thiessen est la plus couramment utilisée, parce que son application est aisée et qu'elle donne en général de bons résultats. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement). Le calcul se fait selon l'équation :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^n S_i \cdot P_i}{S_t}$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin (mm),

S_t : aire totale du bassin (km^2).

P_i : précipitation enregistrée à la station i

S_i : superficie du polygone associée à la station (Km^2).

C'est une méthode statistique, qui revient à effectuer la moyenne pondérée des précipitations mesurées dans les stations pluviométriques du bassin versant. La surface d'influence de chaque station de mesure appelée polygone de Thiessen, constitue le facteur de pondération. Ces polygones sont obtenus graphiquement, en traçant les médiatrices des segments reliant deux stations pluviométriques voisines, sur une carte géographique ou topographique.

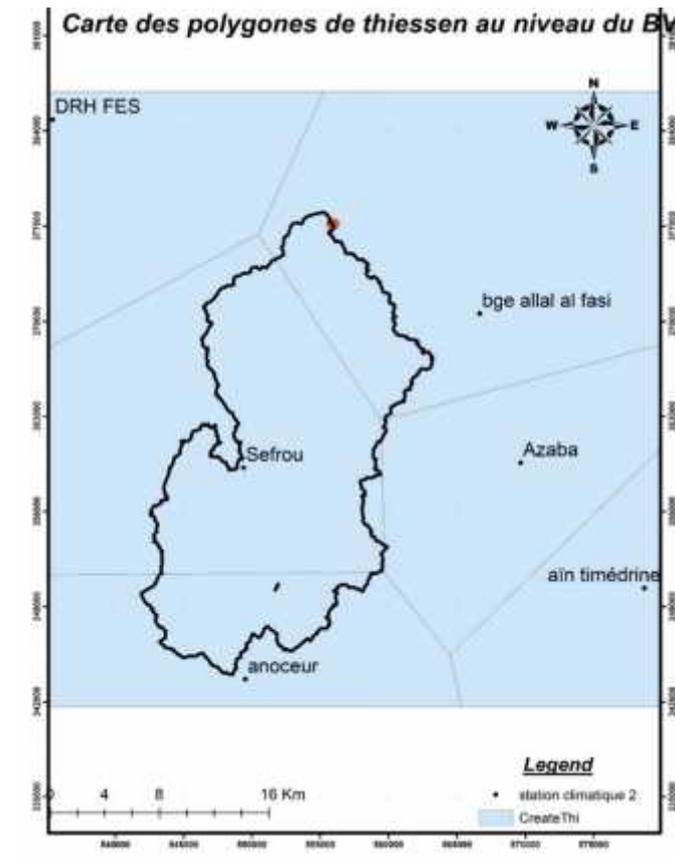


Fig 40: Carte des polygones de Thiessen au niveau du bassin d'Aggay

Tab 11 : Surface des polygones et la précipitation moyenne par la méthode de Thiessen

<i>Station</i>	<i>Surface (km²)</i>	<i>Précipitations moy annuelles (mm)</i>	<i>Surface. Précipitations Pi*Si</i>
<i>Sefrou</i>	<i>257,54</i>	<i>517,2</i>	<i>113199,68</i>
<i>Bge.AllalLfassi</i>	<i>72,78</i>	<i>335,3</i>	<i>24401,79</i>
<i>Azzaba</i>	<i>0,38</i>	<i>361</i>	<i>137,68</i>
<i>Annoceur</i>	<i>74,19</i>	<i>504</i>	<i>37392,77</i>
Total	404,89		

- La lame d'eau calculée par cette méthode égale à **404,89mm**

II.2.3. Méthode des isohyètes

La méthode la plus rigoureuse mais qui présente l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels, est fondée sur l'utilisation des isohyètes. Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{\text{moy}} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i \cdot P_i}{A}, \quad \text{avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2}$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin, (mm).

A : surface totale du bassin (Km²).

A_i : surface entre deux isohyètes i et $i+1$ (Km²).

K : nombre total d'isohyètes,

P_i : moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et $i+1$ (mm).

Pour faciliter l'interprétation des précipitations plus simple, la carte des isohyètes montre qu'il existe un gradient de précipitations progressif entre les différentes stations. D'après cette figure, on remarque que le gradient pluviométrique augmente du Nord vers le Sud en direction des hautes altitudes.

Ainsi, les précipitations deviennent importantes au niveau des stations situées à hautes altitudes. On remarque, que certains mois pendant l'été se caractérisent par la prédominance des pluies liées essentiellement à la fréquence des orages locaux. Ces derniers sont dus à la forte insolation au sol qui donne parfois naissance à des courants ascendants ce qui provoque la formation des précipitations orageuses.

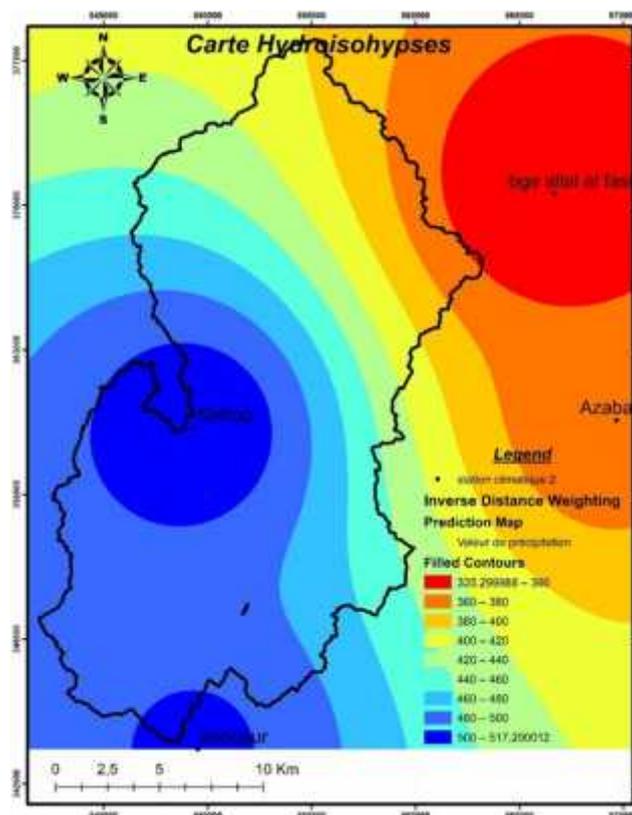


Fig 41: Carte Hydro isohypses par ArcGis

Tab 12 : Calcul de la lame d'eau tombée par la méthode des isohyètes

Isohyètes	Pi (mm)	Si (km2)	Pi. Si
<i>P</i> < 360	347	0,47	163,09
360 < <i>P</i> < 380	370	16,23	6005,1
380 < <i>P</i> < 400	390	35,49	13841,1
400 < <i>P</i> < 420	410	35,33	14485,3
420 < <i>P</i> < 440	430	36,79	15819,7
440 < <i>P</i> < 460	450	41,69	18760,5
460 < <i>P</i> < 480	470	39,29	18466,3
480 < <i>P</i> < 500	490	133,37	65351,3
<i>P</i> > 500	509	66,21	33700,89
Somme			186593,2
Pmoy(mm)			460,72

➤ La lame d'eau tombée calculée par cette méthode égale à **460,72 mm**

II.2.4. Estimation de la moyenne de la lame d'eau calculée par les trois méthodes

Dans le but de rapprocher entre les trois valeurs différentes trouvées par chaque méthode, et de quantifier le volume la lame d'eau tombé sur le bassin, il est recommandé de calculer une moyenne entre elles :

Tab 13 : La pluie moyenne par les trois méthodes

	<i>Arithmétique</i>	<i>Thiessen</i>	<i>Isohyètes</i>	Moyenne
<i>Pmoy</i> (mm)	420	481,94	460,72	454,22

Un volume d'eau annuel précipité (en m³), pour le bassin versant d'Aggay, peut être estimé comme suivant :

$$V = P_{moy} \cdot St., \quad V = 183,96.10^6 \text{ m}^3 / \text{an}$$

III. ETUDE DES TEMPERATURES

Pour les stations climatiques étudiées, on a un manque de disponibilité de données car l'importance est donnée pour les stations pluviométriques, c'est pour cette raison on va faire l'interpolation à l'unique station qui existe proche du secteur concerné : station Fès Sais.

Les données de la température intéressent la période 1970/2011 pour la station de Fès, et pour minimiser et éviter au maximum l'influence des rayons perturbants, les mesures ont été effectuées sous abri au voisinage du sol. Les données obtenues sont sous forme de température moyenne mensuelle, maximale et minimale.

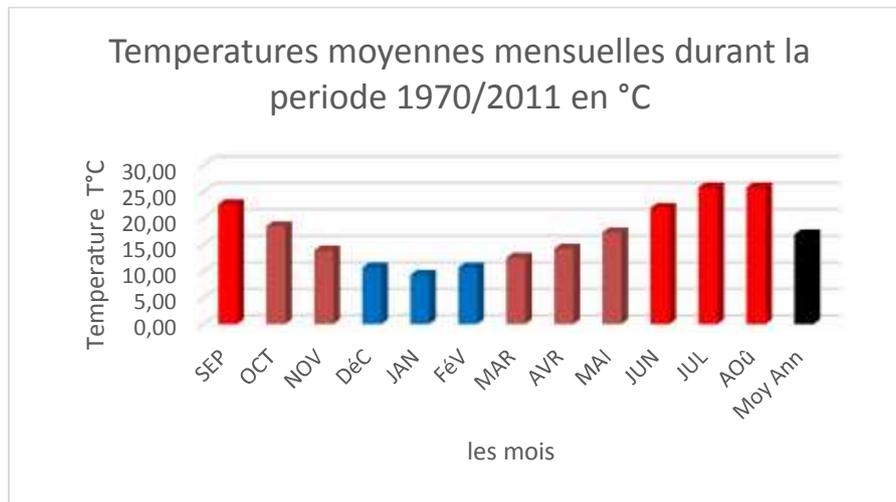


Fig 42: Températures moyennes mensuelles durant la période 1970/2011 en °C

D'après l'examen de ces données nous permet de voir une idée sur les mois les plus froids et les plus chauds de l'année. Dans notre cas, les mois décembre, janvier et février constituent le triplet le plus froids de l'année, la température arrive au minimum durant le mois de janvier (9,46°C) durant la période considérée (1970/2011), par contre les mois juin, juillet août et septembre constituent la saison sèche avec une moyenne maximale en juillet (26,04 °C).

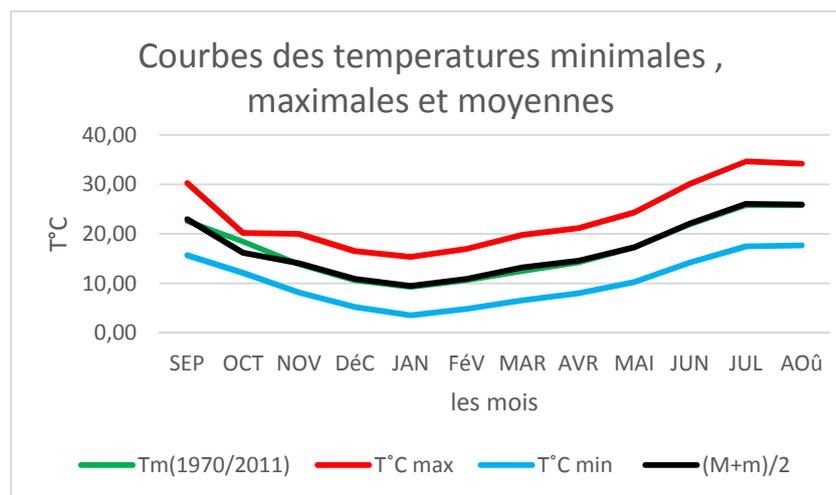


Fig 43: Courbes des températures minimales, maximales et moyennes

IV. ÉTUDE DES RELATIONS TEMPERATURE-PRECIPITATION

L'étude des relations et les interactions entre la température et la précipitation est importante, malheureusement le manque et l'indisponibilité des données suffisantes, les relations porteront que sur les données de la station Fès Sais (1970/2011).

IV.1.Indices climatiques

L'indice climatique, en climatologie, est à la fois une mesure de base et une composition à partir de ces mesures qui doit être bien différenciée de l'indicateur climatique, valeur quantitative ou qualitative, donc parfois adimensionnelle, caractérisant l'état d'un système de façon indirecte. Et si on parle de climat pour les bassins versant qui peut être caractérisé par plusieurs indices qui évaluent, essentiellement et le degré d'aridité au niveau du bassin.

IV.1.1. Indice d'aridité annuel de Martonne

L'indice d'aridité de De Martonne, noté I , cet indice permet de déterminer le degré d'aridité d'une région. Pour le calculer, on utilise la formule :

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

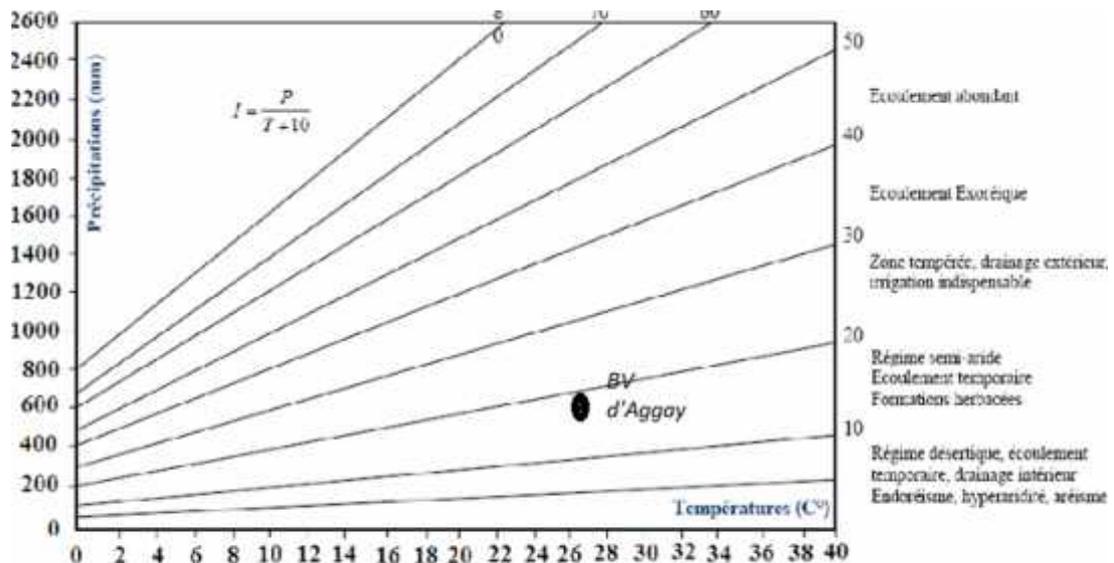
Où : P désigne les précipitations totales annuelles

Avec T la température moyenne annuelle

- AN : pour notre bassin versant
 $P=454,22\text{mm}$
 $T=16,62\text{ }^\circ\text{C}$

$I=17,06$.

Comme la valeur d'indice d'aridité I est entre 10 et 20 donc on peut conclure que le climat du bassin versant est semi-aride avec des écoulements temporaires



Abaque de L'indice d'aridité annuel De Martonne

Fig 44: Abaque de l'indice d'aridité annuel de Martonne

NB : D'après la projection du Température il ne faut pas oublier d'additionné la valeur 10.

IV.1.2. Indice d'aridité mensuel de Martonne

L'objectif d'étudié l'indice d'aridité mensuel est de déterminer le degré. La formule est la suivante :

$$I = \frac{12p}{t + 10}$$

Où : p désigne les précipitations totales mensuelles.

T la température moyenne mensuelle.

On établit donc une classification des mois de l'année en fonction de leurs indices d'aridité :

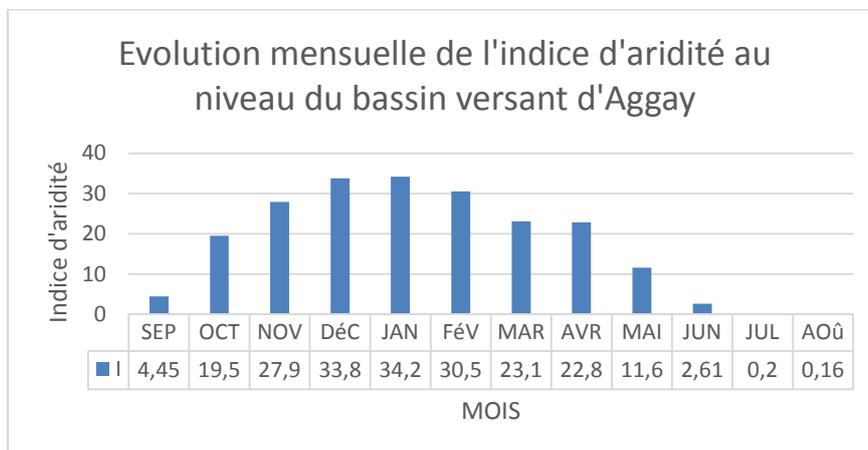


Fig45 : Evolution mensuelle de l'indice d'aridité au niveau du bassin versant d'Aggay

D'après l'analyse du tableau on peut conclure diverse conclusions sur les régimes climatiques mensuels :

- Les mois de Décembre, Janvier et Février constituent les mois *humides* de l'année ($30 < I < 55$),
- Les mois à *régime tempéré* ($20 < I < 30$) sont : Novembre, Mars et Avril,
- Les mois à *régime semi-aride* ($10 < I < 20$) sont les suivants : Octobre et Mai.
- Pour les quatre mois restants (Septembre, Juin, Juillet et Aout) connaissent un régime *hyperaride* ($I < 5$).

IV.1.3.Indice de Moral (1967)

- L'indice pluviométrique annuel

L'indice est donné par la formule suivante :

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

Avec : P : précipitation annuelle moyenne = 454,22mm

T : Température annuelle moyenne = 16,62 °C

$$\text{Soit : } I_a = 1,47$$

Donc on peut conclure que le climat du bassin versant est semi-aride

- Les indices mensuels :

Il s'agit là d'un facteur essentiel, le plus difficile aussi à établir, à mettre en évidence et à interpréter, concurremment avec le bilan pluvio-thermique annuel.

Dans une façon général on distingue quatre catégories de mois : pluvieux, humides, sec et arides, c'est à dire deux catégories de mois « extrêmes » ou « excessifs » et deux catégories de mois « intermédiaires » ; « moyens » ou, si l'on veut modérés. D'où une formule de répartition mensuelle à quatre chiffres ($p-h-s-$

Il nous a fallu alors de déterminer toujours plus ou moins empiriquement, deux nouvelles limites :

$$0,1t^2 + t + 30 \text{ Et } 0,05t^2 - t + 30$$

Elles permettent en fin de compte d'établir la classification suivante :

- _ Mois pluvieux : $P > 0,1t^2 + t + 30$
- _ Mois humide : $0,1t^2 - t + 20 < p < 0,1t^2 + t + 30$
- _ Mois sec : $0,05t^2 - t + 10 < p < 0,1t^2 - t + 20$
- _ Mois aride $p < 0,05t^2 - t + 10$

Tab 14 : L'indice de Moral mensuelle avec le climat des mois

Mois	Pmm	T°C	Valeur de en fonction de t	Conclusion	Poids
Sep	12,2	22,9	$p < 0,05t^2 - t + 10 = 13,32$	mois aride	-1
OCT	42,6	16,17	$0,1t^2 - t + 20 = 29,97 < p < 0,1t^2 + t + 30 = 72,31$	mois humide	1
NOV	56	14,06	$0,1t^2 - t + 20 = 25,7 < p < 0,1t^2 + t + 30 = 63,82$	mois humide	1
DéC	58,7	10,86	$P > 0,1t^2 + t + 30 = 52,65$	mois pluvieux	2
JAN	55,4	9,46	$P > 0,1t^2 + t + 30 = 48,41$	mois pluvieux	2
FéV	53,1	10,87	$P > 0,1t^2 + t + 30 = 41,81$	mois pluvieux	2
MAR	44,6	13,21	$0,1t^2 - t + 20 = 24,24 < p < 0,1t^2 + t + 30 = 60,66$	mois humide	1
AVR	46,7	14,55	$0,1t^2 - t + 20 = 26,62 < p < 0,1t^2 + t + 30 = 65,72$	mois humide	1
MAI	26,3	17,28	$0,05t^2 - t + 10 = 7,65 < p < 0,1t^2 - t + 20 = 32,58$	mois sec	0
JUN	7	22,14	$p < 0,05t^2 - t + 10 = 12,36$	mois aride	-1
JUL	0,6	26,04	$p < 0,05t^2 - t + 10 = 17,86$	mois aride	-1
Août	0,5	25,93	$p < 0,05t^2 - t + 10 = 17,69$	mois aride	-1

En effectuant un poids caractéristique à chaque type de mois :

Mois pluvieux : 2, Mois humide : 1, Mois sec : 0 Et Mois aride :-1

On aura au total $3*2 + (4*1) + (4*-1) + 0 = 6$. Cette valeur constitue l'indice pluviométrique annuel (Im) qui égale à 6, donc on peut conclure qu'au niveau du bassin versant d'Aggay règne un climat semi-aride.

IV.2. Diagramme ombrothermique de Gaussen

Un diagramme ombrothermique est un type particulier de diagramme climatique représentant les variations mensuelles sur une année des températures et des précipitations selon des gradations standardisées : une gradation de l'échelle des précipitations correspond à deux gradations de l'échelle des températures ($P = 2T$). Il a été développé par Gaussen et Bagnouls, botanistes célèbres, pour mettre en évidence les périodes de sécheresses définies par une courbe des précipitations se situant en dessous de la courbe des températures. Ces diagrammes permettent de comparer facilement les climats de différents endroits d'un coup d'œil du point de vue pluviosité. Les températures sont indiquées à gauche et les précipitations sont indiquées à droite.

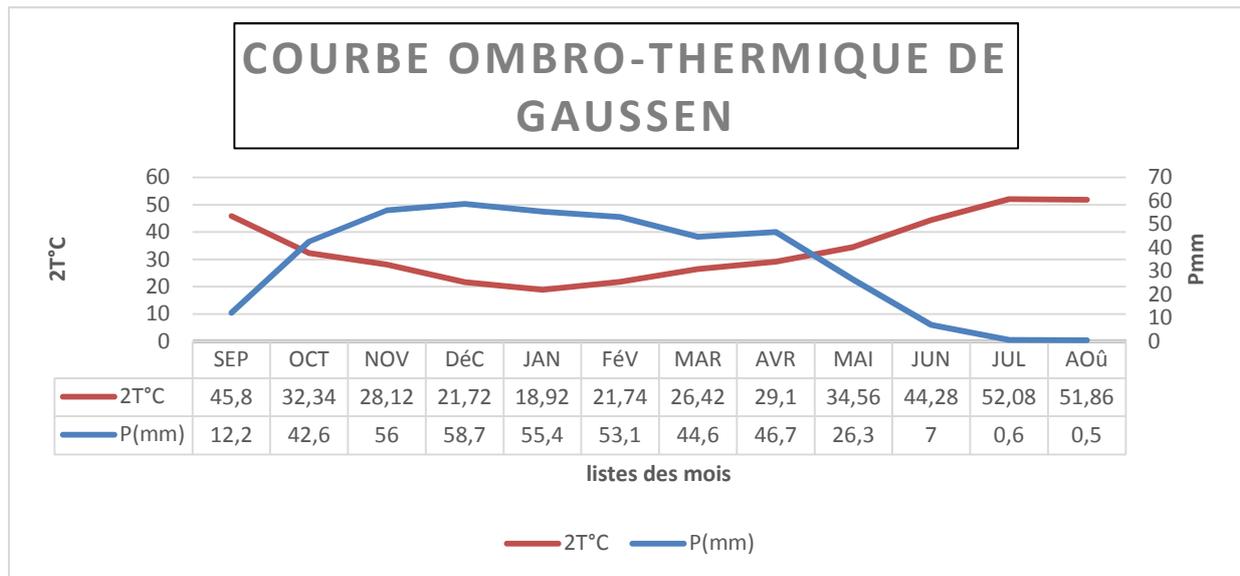


Fig 46: courbe ombrothermique de Gaussen

D'après Gaussen les mois secs sont définis, selon cet indice, comme ceux dont le total de la précipitation est inférieur (ou égale) au double de la température $2T$ (exprimé en degré Centigrade).

- Lorsque les courbes P et $2T$ se superposent, les besoins en eau sont couverts,
- Lorsque la courbe P passe au-dessous de $2T$, la période est dite déficitaire
- Quand la courbe de P passe au-dessus de celle de $2T$, la période correspondante est excédentaire.

L'analyse de la courbe ombrothermique montre qu'au niveau du bassin versant d'Aggay, que la période excédentaire s'étale du milieu du mois d'Octobre jusqu'à la fin du mois d'Avril, la période déficitaire commence à partir du mois de Mai jusqu'au milieu du mois d'octobre.

IV.3. Etage bioclimatique

Pour établir l'étage bioclimatique nous avons procédé par la détermination du quotient pluviométrique défini par Emberger (1971) ou alors par la formule de formule élaborée par STEWART (qui découle de la formule d'Emberger)

IV.3.1. Climatogramme d'Emberger

Le **quotient pluviométrique** ou **indice climatique d'Emberger** sert à définir les 5 différents types de climats méditerranéens, depuis le plus aride jusqu'à celui de haute montagne, seul le Maroc dans la région méditerranéenne, possède en totalité. Ce quotient est défini par la formule :

$$Q = \frac{2000P}{M^2 - m^2}$$

Avec

- Q quotient pluviométrique d'Emberger
- M la moyenne des températures maxima du mois le plus chaud en kelvin
- m la moyenne des températures minima du mois le plus frais en kelvin
- P pluviométrie annuelle en mm

La méthode est basée sur les limites des aires occupées par les différentes espèces végétales. Elle consiste à rapporter sur le climatogramme établi par Emberger, en ordonné, la valeur Q_r et en abscisse la moyenne des minimas du mois le plus froids en °C. Pour notre Bassin versant on a les caractéristiques suivantes :

$P=454,22\text{mm}$; $M=34,64^\circ\text{C}$; $m=3,56^\circ\text{C}$

$$Q_r = \frac{2000 \cdot 454,22}{(307,79)^2 - (276,71)^2} = \underline{50,1}$$

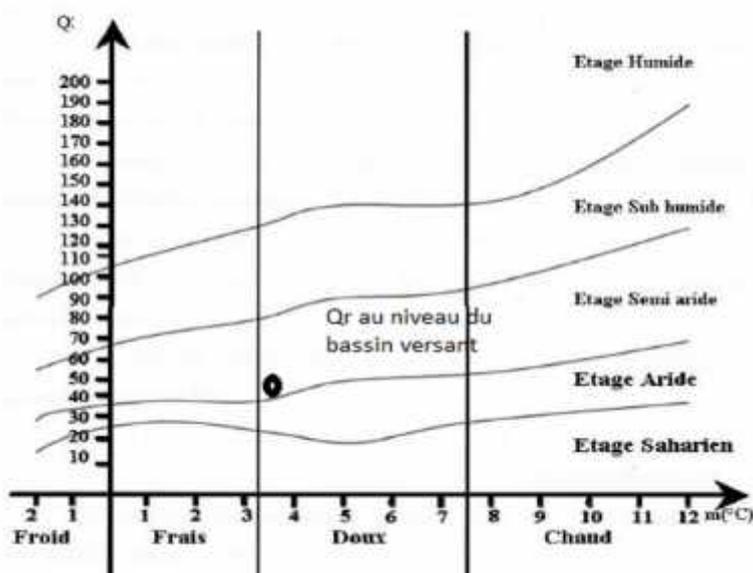


Fig 47: Climatogramme d'Emberger

La projection sur le Climato gramme d'Emberger permet de situer notre zone d'étude avec un étage climatique semi-aride à hiver tempéré.

IV.3.2. Indice de Stewart

L'indice de Stewart est un autre moyen de vérifier l'étage bioclimatique d'une région. Trois types de climats peuvent être distingués selon cet indice :

$$Q_2 = \frac{3,43P}{M - m}$$

Avec

- Q quotient pluviométrique d'Emberger
- M la moyenne des températures maxima du mois le plus chaud en kelvin
- m la moyenne des températures minima du mois le plus frais en kelvin
- P pluviométrie annuelle en mm

_ Climat semi-aride ; pour une valeur de Q_s comprise entre 10 et 50 ;

_ Climat désertique ; pour Q_s comprise entre 2 et 10,

_ Climat insaturé ; pour Q_s inférieur à 2,

On obtient : $P=454,22\text{mm}$; $M=34,64^\circ\text{C}$; $m=3,56^\circ\text{C}$

$$\alpha \eta = 50,12$$

Les résultats obtenus par la méthode de Stewart, confirme bien ceux obtenus par la formule d'Emberger. Ce qui confirme que le bassin versant d'Aggay est dans un étage semi-aride.

V. EVAPORATION, EVAPOTRANSPIRATION ET DEFICIT D'ECOULEMENT

L'évaporation est le processus physique au cours duquel un liquide se transforme en vapeur. La transformation en vapeur d'un solide tel que la neige ou la glace, sans passer par l'état liquide, s'appelle la sublimation.

On groupe sous le nom d'évapotranspiration l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration. La hauteur de lame d'eau ainsi évapotranspirée sur un bassin versant pendant une période déterminée, correspond à toute l'eau évaporée par les plans d'eau, les sols etc. et transpirée par le couvert végétal au cours de cette période. Parmi les segments fondamentaux du cycle hydrologique, son étude est utilisée pour bien évaluer le potentiel hydrique d'une région donnée. L'évapotranspiration représente la somme des pertes atteignant une unité hydrique par évaporation et par transpiration générée par la couverture végétale. Elle est gouvernée par plusieurs paramètres de nature climatique (T° , humidité, pression $\text{Atm} \dots$), pédologique (couleur, perméabilité,

albédo), ou végétale. Par définition, pour bien estimer les pertes par évapotranspiration, on utilise deux concepts généraux :

* *Evapotranspiration potentielle (ETP ou ETO) : c'est la quantité d'eau perdue en phase vapeur, par un couvert végétale continu bien alimenté en eau et pour un végétal sain en pleine croissance, et un sol avec une humidité quelconque, pendant un temps considéré.*

* *Evapotranspiration réelle (ETR) : somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à une certaine humidité et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire spécifique.*

V.1. Evapotranspiration potentielle

En 1948, Thornthwaite a établi une corrélation entre la température moyenne mensuelle et l'évapotranspiration potentielle mensuelle. Cet auteur définit d'abord

un indice mensuel i : $i = \frac{T^{1,514}}{5}$

La méthode de Thornthwaite se base sur la température moyenne mensuelle qui s'écrit comme suit :

$$ETP = 16 \times \frac{10 \times T^\alpha}{I}$$

Tel que : - ETP : évapotranspiration potentielle en (mm).

- T : Température moyenne du mois considéré, exprimée en °C.

- I : La somme des indices thermiques mensuels i , égale dans ce cas à **79,50 °C**.

- α . Coefficient exprimé en fonction de la somme des indices thermique mensuels.

Pour notre zone d'étude, il est égal à **1,77**.

N.B : le manque des stations de mesure nous a imposé d'utiliser ; pour les températures ; seulement les données de la station de Fès, ces derniers sont généralisées sur tout le bassin versant.

$$\text{Avec : } I = \sum_{1}^{12} i \rightarrow \underline{I=79,50}$$

$$\text{Et } \alpha = 675.10^{-9} \times I^3 - 771.10^{-7} \times I^2 - 1792.10^{-5} \times I + 0,49239$$

Et si $10 \leq T^\circ\text{C} \leq 80$

$$\text{Alors } \alpha = \frac{1,6 \times I}{100} + 0,5 \text{ (d'après J.Naoura)} \rightarrow \underline{\alpha = 1,77}$$



Fig 48: Diagramme d'évolution de l'ETP avec P et T° mensuelle

Les valeurs de l'ETP mensuelles, calculées pour le bassin versant, montrent des fluctuations importantes au cours de l'année. En effet, une différence est observée, entre le minimum de 21,765mm en Janvier et un maximum de 130,65 mm en Juillet et Aout.

Les faibles valeurs enregistrées pendant la période fraiche, peuvent être expliquées par les basses températures et par l'humidité de l'air relativement élevées pendant les mois d'hiver. Un troisième facteur peut influencer sur la valeur de l'ETP, c'est le faible taux de transpiration engendrée par les végétaux (au niveau de la zone d'étude on a un taux de densité de végétation relativement moyen).

Pendant la période chaude, les valeurs élevées d'ETP traduisent des conditions inverse de la période froide (température élevé, humidité faible, pluviométrie faible)

V.2. Evapotranspiration réelle (ETR)

L'évapotranspiration réelle (ETR) est la somme des quantités de vapeur d'eau évaporées par le sol et par les plantes quand le sol est à son humidité spécifique actuelle et les plantes à un stade de développement physiologique et sanitaire réel dans les conditions réelles et compte tenu de l'eau disponible.

Pour la estimer, différentes formules, basées sur la température et la hauteur des précipitations moyennes annuelles ou mensuelles ont été élaborées. Parmi les plus utilisées on cite celles de Turc (1961), Coutagne (1954), et le bilan de Thornthwaite (1955) :

V.2.1.Méthode de Turc (1961)

$$ETR = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}}$$

Avec ETR : Evapotranspiration réelle (mm).

P : Hauteur de précipitation moyenne annuelle (mm).

L : $300 + 25T + 0,05T^3$

T : Température moyenne annuelle (°C).

La valeur de l'ETR, calculée par la méthode de Turc pour tout le bassin versant est :

-Application numérique :

P égale à 454,22 mm.

T égale à 16,62 °C.

$$L = 300 + 25 * 16,62 + 0,05 * 16,62^3 = 945,04 \text{ °C}$$

$$ETR = \frac{454,22}{0,9 + \frac{454,22^2}{945,04^2}} = 427,3 \text{ mm/an}$$

V.2.2.Méthode de Coutagne (1954)

Coutagne a évalué le déficit d'écoulement en fonction de la température de la manière suivante :

$$ETR = P - \gamma P^2 \quad \text{Avec} \quad \gamma = \frac{1}{0,8 + 0,16 \times T}$$

Tel que : $-P$: est la précipitation moyenne annuelle (mm).

$-T$: est la température moyenne annuelle (°C).

La valeur de l'ETR calculée par la méthode de coutagne est :

-Application numérique : γ égale à : 0,29.

P égale à : 454,22 mm.

$$ETR = 454,22 - 0,29 * 454,22^2$$

$$ETR = 394,38 \text{ mm/an.}$$

V.2.3.Méthode du bilan de Thornthwaite : (Thornthwaite1955)

Le calcul de l'ETR par cette méthode dépend de la réserve facilement utilisable par le sol RFU. La valeur maximale pour qu'un sol soit saturé varie selon le climat de la région étudiée ; pour les zones humides, Thornthwaite a admis qu'un sol est saturé lorsqu'il absorbe une lame d'eau équivalente à une précipitation de 100mm, cette valeur peut être ramenée à 50 mm dans les zones arides et semi-arides (Archambault et al, 1975) du fait que le sol n'est pas toujours saturé ; pour établir un bilan certainement correcte, on considère les deux périodes bien distincte :

- ❖ *Période humide : on a plus de précipitations, donc $P + RFU \geq ETP \rightarrow ETR = ETP$ on a donc un excès hydrique ($P - ETR$), une partie va combler le RFU , le reste alimentera le ruissellement superficiel et/ou l'infiltration profonde.*
- ❖ *Période sèche : on a $P + RFU \leq ETP \rightarrow ETR = P + RFU$, deux cas se présentent :*
 - *RFU est suffisante cela entraîne que $ETR = ETP$, alors ETP est satisfaite, la $RFU = RFU - complément à ETP$.*
 - *RFU est insuffisante ou nulle, alors : $P \leq ETR \leq ETP$; cela entraîne l'apparition d'un déficit.*

L'examen du tableau précédent représentant les résultats du bilan de Thornthwaite pour le bassin versant :

- *L'ETR mensuelle est maximale en Automne et au printemps en fonction des conditions météorologiques qui sont favorable.*

Tab 14 : Calcul de l'ETR par la méthode de Thornthwaite

	Sep	Oct	Nov	Déc	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juit	Aout
<i>P(mm)</i>	18,42	41,1	52,1	54,92	51,56	51,68	49,56	51,04	34,5	16,36	3,86	4,26
<i>ETP(mm)</i>	104,1	56,215	43,891	27,788	21,765	27,833	39,304	46,634	63,225	98,04	130,65	129,68
<i>P-ETP</i>	-85,7	-15,15	8,21	27,14	29,8	23,84	10,26	4,41	-29,72	-81,68	-126,79	-125,42
<i>RFU</i>	0	0	9,21	27,13	50	50	50	50	20,28	0	0	0
<i>ETR(mm)</i>	18,42	41,1	43,891	27,788	21,765	27,833	39,304	46,634	34,5	36,64	3,86	4,26
<i>Excès</i>	-	-	-	-	6,93	23,84	10,26	4,41	-	-	-	-
<i>Déficit</i>	85,68	15,12	-	-	-	-	-	-	-	61,4	126,79	125,42

- *Le déficit atteint son maximum pendant les mois d'été à cause des valeurs importantes d'ETP.*
- *L'excès représente ses valeurs maximales pour les mois d'hiver, ce qui favorise l'alimentation des cours d'eau et l'infiltration des écoulements souterrains*
- *La valeur d'ETR moyenne annuelle déduite à partir du bilan de Thornthwaite égale à : **367,11mm/an.***

V.2.4.Calcul d'ETR moyenne :

Tab 15 : Calcul d'ETR moyenne

	Turc	Coutagne	Thornthwaite	Moyenne
<i>ETR (mm)</i>	427,3	394,38	345,974	389,22

La quantité moyenne d'eau perdue pendant une année par évapotranspiration arrive jusqu'à 389,22 mm.

VI. BILAN HYDRIQUE

Les valeurs d'ETR calculées par l'utilisation des trois méthodes, permettent d'évaluer une moyenne de **389,22mm** pour tout le bassin versant, dont la précipitation moyenne annuelle représente une valeur de 454,22 mm. Le pourcentage de perte représente 85,69% des entrées du système hydriques ayant un volume proche de 161,28 millions m³, alors que le reste va représenter le volume d'eau drainé et la quantité des infiltrations souterrains, ce dernier atteint les 14,31% avec une valeur de 22,68 million m³ par an.

VII. CONCLUSION

A la fin de cette partie d'étude, et avant d'entamer l'étude de l'hydrologie de surface, il nous semble intéressant de regrouper les différents paramètres climatologiques étudiés ici sous forme de tableau comparatif (Tab29) :

Tab 16: Ensemble des caractéristiques climatique au niveau du bassin versant d'Aggay

Précipitation moyenne annuelle	454,22 mm
Température moyenne du bassin	16,62 °C
Evapotranspiration réelle	389,22 mm
Etage bioclimatique	Climat méditerranéen semi-aride

Les précipitations annuelles sur tout le bassin versant sont en moyenne de 454,22 mm (série 1970/2011). La température annuelle moyenne à l'échelle du bassin prise à partir données de la station de Fès DRH est de 16,62.

La détermination des indices climatiques a permis de qualifier le bassin versant de l'Oued Aggay comme étant une zone semi-aride.

Il s'avère que l'évapotranspiration réelle est très importante, elle est calculée à partir de la moyenne des trois méthodes (Thorntwaite, Coutagne et Turc) est de 389,22 mm, soit 85,69 % des précipitations annuelle moyennes du bassin. La connaissance de ces valeurs est essentielle pour le démarrage d'une étude hydrologique surfacique.

CHAPITRE IV : CARACTERISATION HYDROLOGIQUE

I. INTRODUCTION

L'eau recouvre plus des trois quarts de la surface du globe terrestre. Malgré cette apparente abondance, moins de 1% de cette eau est disponible pour les besoins de l'humanité. Le reste de l'eau est soit trop salé, soit situé dans des réserves souterraines inaccessibles ou, se trouve gelé dans les calottes polaires. La science de l'hydrologie étudie justement la distribution et les échanges entre les différentes masses d'eau. Les composants d'un système hydrique constituent les signes indicateurs des échanges qui ont lieu entre l'hydrosphère et les autres compartiments physiques du globe, comme l'atmosphère (échanges gazeux, précipitations) ou la lithosphère (érosion, infiltration, ruissèlement). La compréhension et la description de ces différents éléments est l'un des buts de l'hydrologie.

II. COLLECTE DE DONNEES

Les débits moyens annuels disponibles sont ceux de la station Ain Louali, avec les coordonnées géographiques suivantes ($X=555,650m$; $Y= 377,000m$; $Z= 245 m$), située à l'aval du bassin versant vers l'exutoire, ces données ont été obtenues sur la base des valeurs mensuelles des débits fournies par l'Agence du Bassin Hydraulique de Sebou. La période considérée s'étale du 1968 jusqu'à 1970 et de 1979 jusqu'à 2005, soit une période de 29ans.

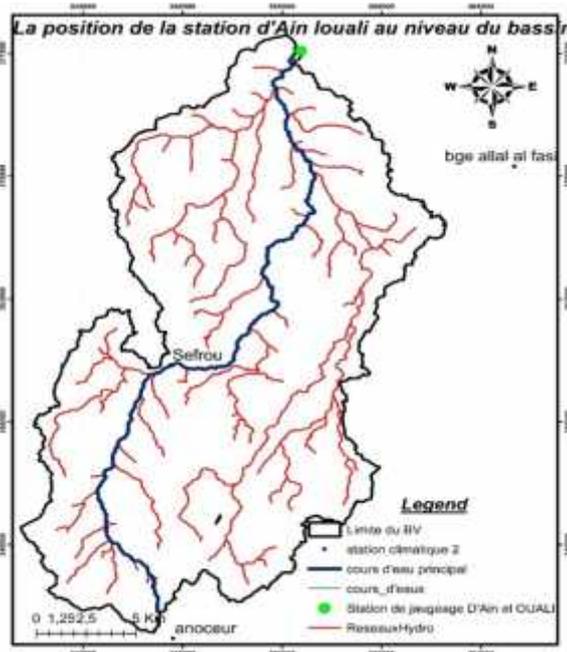


Fig 49 : la localisation de la station d'Ain Louali au niveau du bassin d'Aggay

Il est à noter que les données concernant la période 1970/1979 sont absentes, pour résoudre ce problème et pour assurer la continuité des données, on a estimé les valeurs de ces neuf ans, en suivant l'allure de la courbe des débits.

III. ETUDE Du REGIME De DEBIT

III .1. Débit moyens annuels

La série d'observation ainsi prise, montre que le débit moyen annuel est d'environ 454 l/s. La figure suivante montre l'évolution des débits annuels pendant la période considérée :

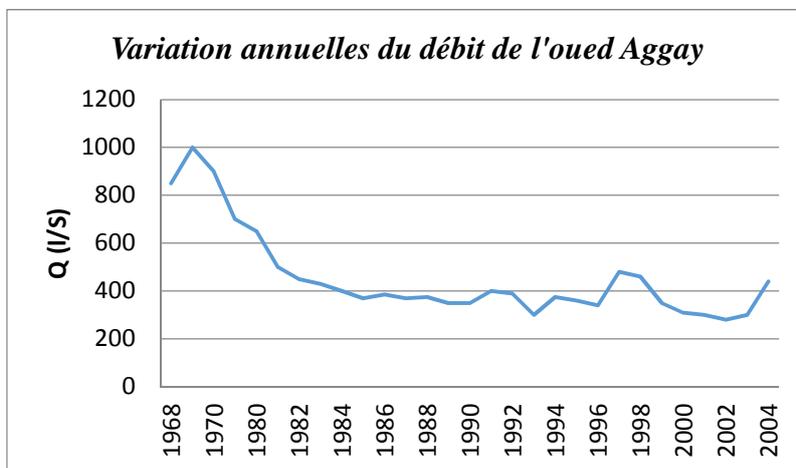


Fig 50 : Variation annuelles du débit de l'oued Aggay

- Le **débit spécifique** ou Q_{sp} est une mesure de l'écoulement moyen des précipitations au sein d'un bassin versant de cours d'eau. Il se définit comme étant le nombre de litres d'eau qui s'écoule en moyenne chaque seconde par kilomètre carré du bassin.

Formulation : il s'agit de la valeur du débit Q (L/s ou m^3/s) rapportée à la surface A du bassin versant (km^2) :

$$Q_{sp} = Q / A$$

Le débit spécifique est aussi utilisé pour exprimer les débits de pointe lors des crues. D'une manière générale, le Q_{sp} de pointe lors des crues décroît lorsque la taille du bassin versant augmente.

Tab 17 : le calcul du débit spécifique

Superficie (km^2)	Module moyen annuel m^3/s	Débit spécifique $l/s/km^2$
405	453,96	1,12

Le débit moyen interannuel le plus fort est de 1000 l/s enregistré en 1969/1970, alors que le plus faible est de 300 l/s enregistré en 1993/1994 et en 2002/2003.

III.1.1. Suivi des variations des débits annuels par la méthode de l'écart à la moyenne

Le suivi des fluctuations des débits moyens annuels pendant la période considérée (68/70----79/05) a été obtenu par rapport R défini par :

$$R = \frac{D_{mi} - D_{ma}}{D_{ma}}$$

Tel que :

- D_{mi} : débit moyen interannuel,
- D_{ma} : débit moyen annuel.

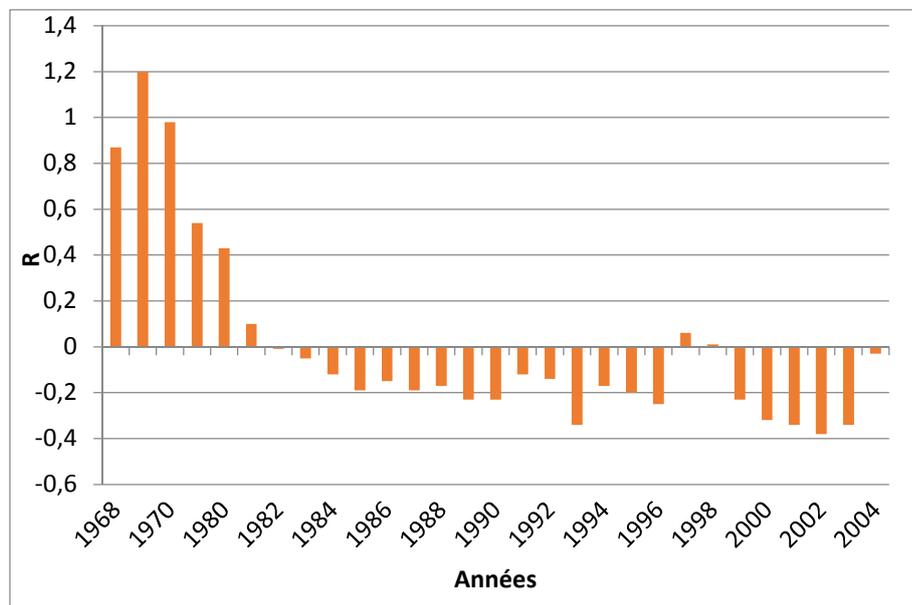


Fig 51 : Variation des écarts par rapport aux débits moyens interannuels à la moyenne

Les variations de l'écart R à la normale interannuelle font apparaître des périodes déficitaires correspondant à des années sèches et des périodes excédentaires relatives à des années humides (Probst al, 1987 ; Echantchou, 1988). Ainsi, sur les 29 années d'observation, 20 sont déficitaires (69%), contre 9 excédentaires (31%). Le pourcentage élevé des années sèches est dû essentiellement à la sécheresse qu'a connue le Maroc pendant les dernières années du 20ème siècle et aussi par la croissance démographique importante et l'utilisation des eaux pour des activités d'agricultures.

III .2 .Débits moyens mensuels

Pour établir une idée générale sur le comportement hydrologique d'un bassin versant, l'analyse de ces données hydrométriques annuelles n'est pas suffisante, pour cette raison, une étude descriptive de ces paramètres mensuels est abordée au cours de cette partie.

N.B : rappelons le manque des stations de jaugeage au niveau du bassin versant impose l'utilisation des données prévenants d'une seule station : station Ain Louali établie en 1968, elle existe au niveau de l'embouchure du bassin versant à Bled Haricha.

III.2.1.Présentation des données

Les débits moyens mensuels pris à partir de la station Ain Louali sont présentées dans le tableau suivant :

Tab 18 : Débits mensuels pour la période 68/69 à 04/05

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jul	Aou
Débits(l/s)	340	355	348	365	368	385	390	370	360	345	348	325

Le débit moyen mensuel maximal apparaît en Mars (390 l/s), par contre le débit minimal est observé en Aout (325l/s), l'hydrogramme suivant montre la variation des débits moyens mensuels à Ain Louali :

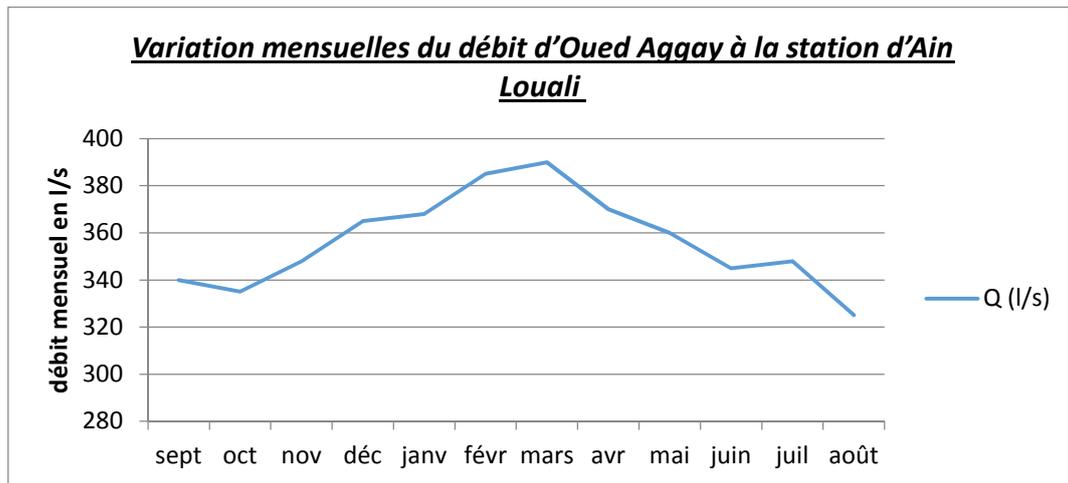


Fig 52 : Variation mensuelles du débit d'Oued Aggay à la station d'Ain Louali

La figure ci-dessus montre que la concentration des eaux nécessite sept mois, de Septembre jusqu'au Mars pour atteindre son maximum qui représente la pointe de crue en Mars avec une valeur de 390 l/s. Le temps de la décrue débute à partir de la fin de Mars jusqu'au Aout, soit une période de cinq mois pour arriver à la quantité minimale des écoulements. Il faut noter que les temps de crue et de décrue sont approximatifs puisqu'on travaille avec les débits moyens mensuels.

III.2.2. Variation temporelle des débits mensuels

III.2.2.1. Régime hydrologique

La connaissance des variations des débits de mois à l'autre, permet d'établir une idée générale concernant le régime hydrologique régionale, pour cette raison, on a calculé les coefficients mensuels de débits qui s'expriment par la relation suivante :

$$C_n = \frac{Q_n}{Q_{n-1}}$$

Avec : C_n est le coefficient mensuel de débit.

Q_n est le débit moyen mensuel d'un mois.

Q_{n-1} est le débit moyen mensuel du mois précédent.

Par suite on a tracé le diagramme représentant les résultats :

Tab 19 : coefficients mensuels des débits

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jun	Jull	Aout
Cn	1,04	0,98	1,04	1,05	1,01	1,05	1,01	0,94	0,97	0,95	1,01	0,93

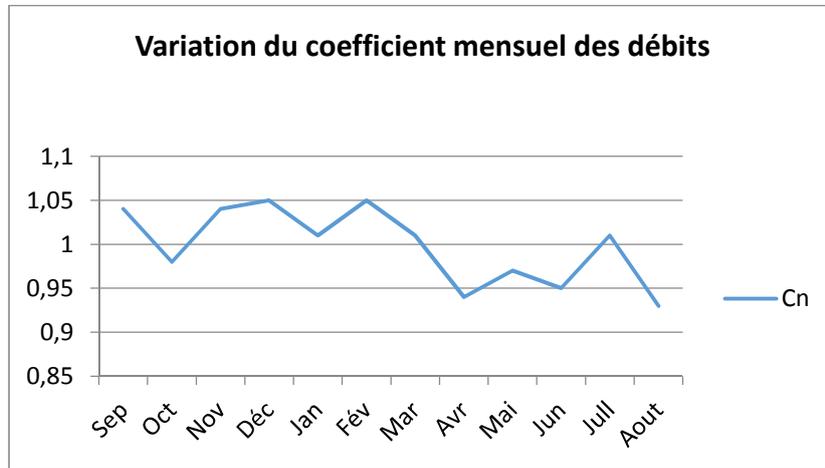


Fig 52 : Variation du coefficient mensuel des débits

On peut constater que le régime hydrologique présente certaine irrégularité. Effectivement, le graphique montre plusieurs pics représentant les maxima des coefficients mensuels de débits :(C sep= 1,04):(C déc=1,05):(C fév=1,05); (Cjull=1,01). La valeur minimale de ce dernier vaut 0,94, elle observée au mois d'Aout et expliquée par la diminution des apports liquides.

Cependant, on constate l'augmentation des coefficients Cjull et Csep, malgré les valeurs presque nulles des rapports mensuels pendant des précipitations, cela peut être expliqué par l'influence hydrogéologique.

En général, le rapport entre les débits du temps de décrue et les débits de crue assure l'excessivité du régime hydrologique.

III.2.2.2.variation saisonnière des débits

En se basant sur les valeurs des débits moyens mensuels, on peut déterminer les variations saisonnières de ces derniers :

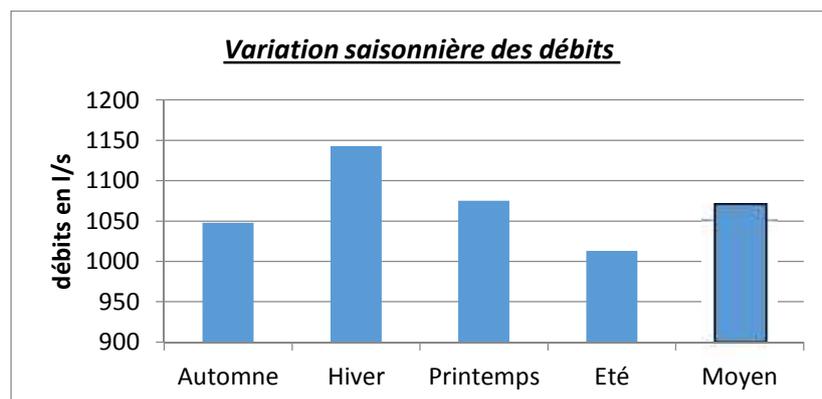


Fig 53 : Variation saisonnière des débits

La répartition saisonnière de ces débits montre que pendant les saisons hivernale et printanière, la station a enregistré les valeurs maximales des quantités des écoulements, ces derniers assurent plus de 51% des écoulements annuels.

III.2.2.3. Débits spécifiques et hauteur de la lame d'eau écoulée

Dans de nombreuses études hydrologiques, on s'intéresse souvent à la comparaison des régimes hydrologiques afférents à des stations ou des cours d'eau différents. Il est donc avantageux de donner ici les débits spécifiques en l/s/Km² pour la période de 68/69 à 2003/04. La formule de débit spécifique :

$$q = \frac{Q}{S}$$

- q : débit spécifique en l/s/Km².
- Q : débit moyen en l/s.
- S : superficie du bassin versant en Km².

La hauteur de la lame d'eau écoulée en mm est donnée en fonction de q qui, est le débit spécifique (PARADE 1974) :

- $H = 31,536 \times q$ pour une année.
- $H = 2,419 \times q$ pour un mois de 28 jours.
- $H = 2,592 \times q$ pour un mois de 30 jours.
- $H = 2,678 \times q$ pour un mois de 31 jours.

Les valeurs mensuelles du débit spécifique et de la hauteur de la lame d'eau écoulée sont portées dans le tableau suivant :

Tab 20 : Valeurs des débits spécifiques et de la hauteur de la lame d'eau écoulée

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Ju	A
$Q_s(l/s/km^2)$	0,84	0,88	0,86	0,90	0,91	0,95	0,96	0,91	0,88	0,85	0,86	0,80
$H(mm)$	2,25	2,28	2,30	2,33	2,44	2,29	2,57	2,34	2,36	2,20	2,30	2,07

La lame d'eau totale écoulée est de 27,73 mm/an, soit environ 6% de la lame d'eau moyenne tombée dans le bassin versant (454,22mm/an). Le coefficient de ruissellement H/P (27,73/454,22) vaut 0,061.

III.3. Relation précipitations-débits

Le tableau suivant présente les débits et les précipitations mensuels pour la période 68/ 69 à 2004/2005 :

Tab 21 : débits et précipitations moyens mensuels

Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Ju	A
Q(l/s)	340	355	348	365	368	385	390	370	360	345	348	325
H(mm)	18,42	41,1	52,1	54,92	51,56	51,68	49,56	51,04	34,5	16,36	3,86	4,26

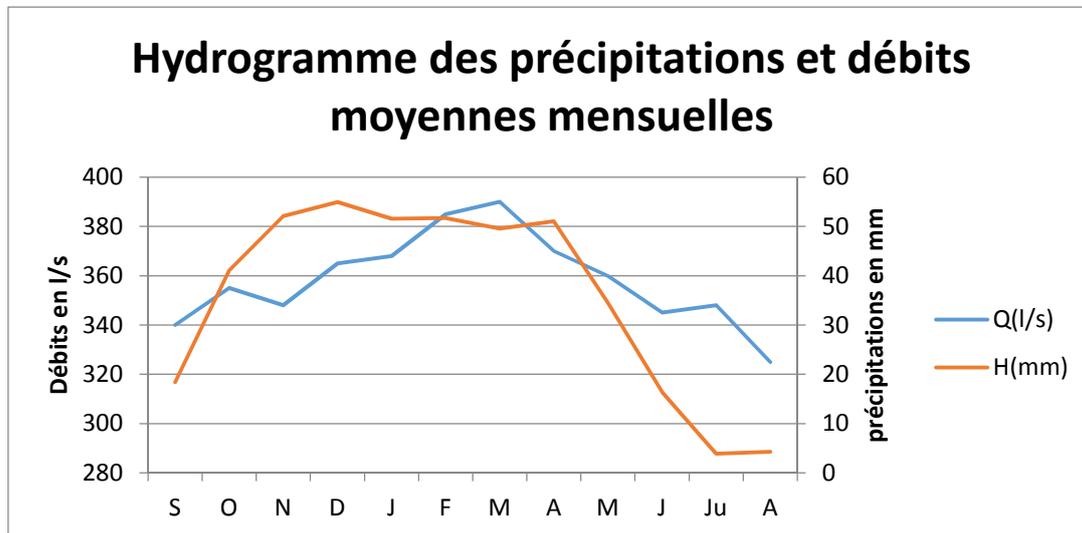


Fig 54 : Hydrogramme des précipitations et moyenne mensuelle et des débits moyens mensuels

Lorsqu'on compare l'hydrogramme des débits moyens mensuels à celui des précipitations moyennes mensuelles, on constate qu'il existe un synchronisme entre les débits et les précipitations mensuelles. En effet, les deux courbes ainsi tracées pour la même période évoluent grossièrement dans le même sens et de la même façon :

- La diminution des apports pluviaux est accompagnée par une diminution tardive des débits enregistrés vers les mois d'été.

- on assiste ainsi à des valeurs maximales de précipitations en décembre et en janvier suivies d'un maximum de débit en mars, avec un retard d'un mois ; temps nécessaire pour l'arrivée des apports importants vers la station de mesure qui se trouve près de l'exutoire du bassin versant. Ce décalage peut être expliqué par la nature lithologique du bassin versant ou bien par sa morphologie.

En général, le débit d'eau ruisselé constitue un des éléments les plus importants des sorties d'un régime hydrologique alimenté par les précipitations.

III.4. Estimation finale du bilan hydrique

Le but principal de toute étude hydrologique est d'estimer le bilan hydrique de la région concernée, pour établir une base de données correspondant aux réserves locales en eau, aussi que pour garantir une gestion intégrée de ces ressources.

III.4.1. Ecoulement total

Il englobe les ruissellements superficiels et les écoulements souterrains générés par l'infiltration. La différence calculée dans le chapitre climatologie, entre le volume d'eau précipité et le volume d'eau perdu par évapotranspiration, représente la quantité totale écoulée (ruissellement infiltration), elle vaut **22,68 millions m³/an.**

III.4.2. Ruissellement

Le ruissellement représente le processus de déplacement superficiel des volumes d'eau transportés sous l'effet du gradient gravitaire. Ces écoulements ont un rôle très important dans l'alimentation des affluents du réseau hydrographique.

Soit R la lame d'eau écoulée tel que $R = 27,73 \text{ mm/an}$, le volume d'eau ruisselé pour la période considérée égal au produit du coefficient de ruissellement et de l'apport pluvial moyen calculé (chapitre climatologie $V_p = 183,93 \text{ Million m}^3 \text{ par an}$) c-à-dire : $V_r = 183,93.10^6 \times 0,061 = 11,21.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$. Ou bien au produit de la lame d'eau écoulée et la superficie du bassin versant : $V_r = 27,73.10^{-3} \times 405.10^6 \cong 11,21.10^6 \text{ m}^3/\text{an}$.

III.4.3. Infiltration

Les affleurements conglomératiques, marneux et sableux constituent l'extrémité d'alimentation pour des nappes captives et semi-captives qui s'étendent sur des grandes superficies vers le Nord du bassin versant, avec des taux de perméabilité et d'infiltration qui se différencient d'une roche à une autre.

Le système carbonaté forme le principal réservoir de ces nappes. D'ailleurs, il y'en a d'autres aquifères qui sont libres et alimentées directement en surface.

Vue la nature variable des facies géologiques, le volume d'eau infiltré varie d'une région à une autre. Pour notre bassin versant, il exprimé en différence entre le volume totalement écoulé et le volume ruisselé :

$$V_i = V_{te} - V_r$$

$$V_i = 22,68.10^6 - 11,21.10^6$$

$$\underline{V_i = 11,47.10^6 \text{ m}^3}$$

On remarque que le volume infiltré (11,47 million m³/an) est supérieur au volume ruisselé (11,21 million m³/an), chose qui peut être expliquée par plusieurs facteurs telle que la nature lithologique qui favorise l'infiltration, ou bien l'existence d'un couvert végétal bien développé avec une exagération d'exploitation des ressources en eaux (activité anthropique, agricole, industrielle ...).

III .4.4.Résultats

Le tableau suivant résume les résultats de l'évaluation du bilan hydrique de bassin versant d'OuedAggay (Yhoudi) :

Tab 22 : bilan hydrique du bassin versant

	Entrés	Sorties		
	Précipitations	Evapotranspiration	Ruissellement	infiltration
Volumem³/an	183,96.10 ⁶	161,28.10 ⁶	11,21.10 ⁶	11,47.10 ⁶
Pourcentage%	100%	87,67%	6,09%	6,23%

D'après le tableau ci-dessus, on remarque que le pourcentage maximal est celui de l'évapotranspiration (87,67%), ce qui peut être expliqué par les valeurs élevées des températures pendant la période sèche et aussi par l'évolution de la végétation dans la région.

IV. CONCLUSION

IL est important de souligner les points fondamentaux qui concernent l'étude menée aux termes de ce paragraphe. Les aspects particuliers relatifs à l'hydrologie du bassin versant d'Aggay témoignent du caractère hydrologique méditerranéen où la saison sèche est fortement prononcée. Il est donc évident de déduire que la sécheresse hydrologique est bien marquée durant ces 30 années précédentes, ce qui a été, d'ailleurs, confirmé par la méthode des écarts des débits moyens interannuels.

L'étude du régime hydrologique avec la méthode de la détermination de la relation « précipitation-débit » a permis de définir un régime pluvial. Le débit annuel moyen est de 454 l/s.

L'étude des débits mensuels montre qu'elle existe une évolution similaire avec un faible retard entre les valeurs maximales des débits et des coefficients mensuels de débits montrent que le bassin versant d'Aggay est caractérisé par un régime irrégulier. Pour sa part, l'étude des débits spécifiques et de la hauteur de la lame d'eau écoulée a permis d'estimer le coefficient de ruissellement qui vaut 0,061.

L'estimation du bilan hydrologique a montré que le ruissellement représente 6,06% des précipitations totales. Quant à l'infiltration, elle représente 6,23% des précipitations.

D'après ces résultats, il faut bien mentionner que le bassin versant d'Aggay fournit des véritables ressources en eau et assure ainsi l'alimentation en eau potable pour les habitants des régions moyennes atlasiques et plus spécifique au habitas de la ville de Sefrou. Malgré l'utilité de ces capacités importantes, ces dernières provoquaient des risques représentés par les inondations hivernales causant des dégâts au niveau humain et matériel, chose qui est résolue par l'établissement des projets d'aménagement dans la région.

CONCLUSION GENERALE

Le bassin versant d'Aggay occupe la partie SW du bassin versant de Sebou. Il est étendu sur une superficie totale, jusqu'à l'intersection d'Oued Yhoudiet Oued Sebou, de 404, 89 Km² avec un périmètre de 127,42 Km ; soit 1% du bassin de Sebou.

Les paramètres morphométriques montrent que le bassin versant d'Aggay est allongé (L=56,43 Km et l= 7,18 Km). L'hypsométrie est caractérisée par des altitudes qui décroissent progressivement du Sud vers la partie septentrionale du bassin. D'après la courbe hypsométrique, les altitudes entre 500m et 900m occupe la majorité de surface du bassin. Le relief est relativement fort suivant l'indice de pente global et le dénivelé spécifique. Le réseau hydrographique est très important sur la rive orientale que sur la rive occidentale, et ceci est en relation avec la lithologie et le couvert végétal.

Malgré la diversité des formations lithologiques qui affleurent dans le bassin versant d'Aggay, on peut les regrouper en deux grandes unités différentes. D'une part, le secteur méridional (le causse moyen Atlasique) qui se caractérise par des formations essentiellement carbonatées constituant un système karstique très développé conditionnant ainsi une perméabilité importante dans cette partie du bassin versant. D'autre part le couloir Fès-Taza qui appartient au grand sillon sud Rifain, constitué essentiellement par des affleurements de terrains marneux d'âges miocène et plio-quadernaire.

Les précipitations recueillies dans les stations, pendant 1970/2011, se caractérisent par des fluctuations entre les différentes stations ainsi que les cycles hydrologiques. La précipitation moyenne annuelle ainsi que mensuelle sont respectivement de 454,22 mm et 35,45 mm La température moyenne annuelle est de 16,62°C. La combinaison entre la température et la précipitation, par les différentes méthodes, a montré que le bassin d'Aggay est globalement sous un climat semi-aride. La valeur moyenne de l'évapotranspiration réelle est de 389,22 mm.

Le régime hydrologique peut être considéré comme un régime typique méditerranéen, caractérisé par l'abondance pluviale à très forts débits hivernaux, donc des fortes crues, d'une part, d'autre part, par une saison sèche fortement prononcée. Les différents coefficients mettent en évidence des fluctuations hydro-climatiques et les rapports entre précipitations et débits. Le bilan hydrologique a mis en évidence la quantité des volumes ruisselés.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

- _Amraoui F., 2005. Contribution à la connaissance des aquifères karstiques : cas su Lias de la plaine du Saiss et du Causse Moyen Atlasique tabulaire (Maroc), Thèse de Doctorat d'État. Université Hassan II-Ain Chock. 237 p.*
- _Aide et support (ArcGIS v 10.3) : la bibliothèque d'aide du système ArcGIS pour les professionnels, développeurs et administrateurs des SIG.*
- _Benaabidate L., : hydrologie et climatologie .*
- _Bentayeb A., et Leclerc A. : Haut atlas et causse moyen atlasique (site web : www.scribd.com).*
- _Bernard N., & Perridon A., 1976 : Le temps en géologie. Collection « synapses ».*
- _Benshili K ., (1989) : Lias et Dogger du moyen Atlas plissé (Maroc) : Sédimentologie, biostratigraphie et évolution paléogéographique. Thèse d'état.*
- _Bentaye A ., et Lecker C.,: rapports sur le causse moyen atlasique.*
- _Bouanani A., (2005) : Hydrologie, transport solide et modélisation, étude de quelque bassin versant de Tafnaa, Algérie.*
- _BRL Ingénieurs Mission I.2 Rapport Fès Taza aquifère.*
- _ Carlier., 1971 & Winckel., 2002) Ressources hydrologique au Maroc et phénomène d'arrosage*
- _CHALOUAN A., AHMAMOU M ., & BARGACH K., BOUMIR K., et GOURARI L) Les formations lacustres-palustres plio-quadernaire du bassin de Saiss : sédimentologie, stratigraphie et tectonique récente.*
- _CID/INGEMA, 1985. Etude du plan directeur intégré d'aménagement des eaux des bassins Sebou, Bou Regreg et Oum Er Rbia - Sous mission IB3-IB4- Etudes hydrogéologiques-Aquifère profond du Gharb.*
- _Cirac P., 1987 : Le bassin sud Rifain occidental au néogène supérieur. Evolution de la dynamique sédimentaire et de la paléographie au cours d'une phase de comblement.*
- _D Gray ., et John .M. Wigham : Précipitation à l'origine des débits de pointe ; chptr VIII.*
- _Emberger L., 1952 : Quotient pluviométrique.*
- _Gausson et Bagnouls (Diagramme ombrothermique de Gausson)*
- _Horton ., & Strahler., 1952 : Classification d'ordre de bassin*
- _INGEMA & BURGEAP, 1996. Etude hydrogéologique du couloir Fès-Taza. 88 p (avec plusieurs annexes et des planches hors texte).*

_Laboratoire Eau, Energie et Environnement (LR3E), Ecole Nationale d'Ingénieurs de Sfax Etude et gestion des Ressources en eau dans une région aride par le SIG : Cas de la région de Regueb - Sidi Bouzid - Tunisie.

_Lahsaini M., 2011 : Etude et modélisation des crues du tronçon urbain de l'Oued Aggay, ville de Séfrou. . Faculté des sciences et techniques, Fès.

_LAKHDAR A ., TARMOUCHANTA N., RrBEIRO M.L ., BEQQALI M., EL OUADEIHE. K., BENAABIDATE. L ., DAHIRE M ., DRIOUCHE Y .,& BEN SLIMANE., A Nouvelle Approche Géologique et Géodynamique du Complexe Hydrothermal de Moulay Yacoub (Bordure Septentrionale du Sillon Sud Rifain).

_LEPOUTRE B ., MARTAIN J., avec la collaboration de CHAMAYOU J ., (1967) : le Causse moyen atlasique., chptreII.

_Lmizani M ., 2006: caractérisation et description du couloir sud Rifain.

_Martin., 1981 ; Charrière, 1990 ; Gourari., 2001 ; Hinaje 2002 (néotectoniques plio-quadernaires polyphasées au niveau du Causse)

_Martonne D, 1942. Nouvelle carte mondiale de l'indice d'aridité. Annale de géographie, n° 288. Oct-Nov., pp : 241-250.

_Moral G, 1967, Climatologie des zones semi-arides, vol 5, p 276-277.

_Musy A., Support d'Hydrologie .

_Michard A., 1976. Éléments de géologie marocaine. Notes et mémoires du service géologique du Maroc N° 252, 408 p.

_Nahid A., 2001. Le quaternaire continental marocain (Tome 1) 176 p.

_Naoura J , 2012 : Caractérisation hydrologique et qualitatives des eaux de surface du bassin versant du haut Inaouène. Faculté des sciences et techniques, Fès.

_OUNISS M : Etude hydrologique et Aménagement du Bassin Versant de Oued Aggay .

_Parde. M., Fleuve et rivière. Ed. Armand colin, Paris. 244 p.

_Probst al, 1987 ; Echanchou, 1988 (Suivi des variations des débits annuels par la méthode de l'écart à la moyenneChap III)

_Saaidi E., 1988. Géologie du quaternaire marocain 439 p.

_Schrever et Scheidegger (Hiérarchisation du réseau)

_Thiessen A.H., 1911: Precipitation averages Foe-large areas. Monthly weather Rev., p182.

_Thorntwaite C.W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. George Review.).

_Zian A., 2011 : Hydrologie, qualité des eaux de surface et des sédiments et géochimie des eaux thermales du bassin versant de R'dom, région des Rides sud rifains. Faculté des sciences et techniques, Fès.

_www.esrifrance.fr : apprendre ArcGIS.