

L'ÉVAPOTRANSPIRATION DU BASSIN

L'évapotranspiration (*ET*) apparaît comme la mesure hydrologique qui intègre la quasi-totalité des paramètres climatiques (températures, humidité relative, durée d'insolation, radiation, vitesse du vent etc.). L'évapotranspiration correspond à la quantité d'eau transférée de la surface terre vers l'atmosphère, ceci par transpiration des végétaux et évaporation des plans d'eau et de la surface du sol. En d'autres termes, elle correspond au flux de chaleur latente dans le bilan d'énergie, calculé au dessus d'un couvert végétal.

L'évapotranspiration dépend de deux éléments majeur que sont : la quantité de chaleur émise par le rayonnement solaire à la surface de la terre et la quantité d'eau disponible dans le sol au niveau de la zone racinaire de plantes. Elle est très sensible aux variations des climats et des saisons (durée astronomique du jour, température, humidité relative, vent etc.). La transpiration des végétaux est en fonction de la réserve hydrique du sol. En situation de stress hydrique, la plante ferme ses stomates pour limiter sa transpiration et si le stress est sévère, la plante développe même des adaptations morphologiques ou physiologiques pour survivre (caducité des feuilles, épines, turgescence etc.).

Communément l'évapotranspiration est notée *ET*. Cependant elle peut être potentielle c'est-à-dire déterminée par des formules physiques, dans ce cas elle est notée *ETP* ou *ETo*, ou bien réellement mesurée, notée ainsi *ETR*.

En agronomie surtout, on parle de la notion d'évapotranspiration maximale (*ETM*) qui est déterminée en fonction de l'évapotranspiration potentielle et du stade de développement de la culture.

$$ETM = Kc ETo \quad (22)$$

Kc est appelé coefficient cultural, elle dépend de la culture et de son stade végétatif.

L'évapotranspiration est mesurée ou calculée à partir de divers paramètres météorologiques (vitesse du vent, température, hygrométrie, radiation solaire etc.).

En pratique, la détermination de l'évapotranspiration réelle (*ETR*) avec une précision suffisante pose un problème à tous les acteurs qui s'occupent des problèmes de gestion des ressources en eau à cause de sa dépendance à la fois des facteurs climatiques et des caractéristiques du couvert végétaux. En effet la mesure de l'évapotranspiration se fait l'aide d'un dispositif à cases lysimétriques encore appelé évapotranspiromètre ou par l'utilisation de bacs d'évaporation.

- L'évapotranspiromètre est un dispositif composé de deux à trois bacs, d'environ un à deux mètres carrés, situés à dix mètres les uns des autres. Ces bacs sont remplis de terre, le moins remaniée possible, posée sur un lit de gravier destiné à assurer un bon drainage du massif. Les bacs connectés entre eux, sont reliés à une canalisation et appareillage permettant de mesurer le drainage du massif de terre non remaniée. Les bacs tout comme leur entourage

sont enherbés d'un gazon court qui est régulièrement arrosé par irrigation ou par pluie. L'évapotranspiration du gazon est ainsi donnée par la différence entre les apports (pluie, irrigation) et le drainage. Par le même procédé, on peut mesurer l'évapotranspiration de cultures diverses et celle d'un sol nu.

- Les bacs d'évaporation : l'objectif de l'utilisation des bacs d'évaporation est de trouver une relation entre l'évaporation des plans d'eau (lacs, fleuves, marres ...) et l'évapotranspiration ce qui est difficile d'étudier car les plans d'eau sont assujettis d'apports et de fuites difficile à maîtriser. C'est ainsi qu'on utilise des bacs d'observation de petites dimensions censés miniaturiser l'ensemble des phénomènes liés à l'évaporation des plans d'eau. Il existe plusieurs bacs d'évaporation mais deux sont les plus couramment utilisés : le bac de classe A, utilisée aux USA et le bac colorado. La différence fondamentale entre les deux bacs est que le premier est posé sur le sol et le second enterré. A intervalle de temps régulier, on mesure la différence de niveau de l'eau dans le bac et les apports d'eau. L'évaporation est déterminée en faisant la différence entre les apports et la perte d'eau, ces derniers se traduisant en baisse de niveau. Le calage des bacs sur d'autres méthodes de détermination de l'évapotranspiration a permis de dégager des coefficients de correction tenant compte des vents, de l'humidité relative, des effets de bordure du bac etc. Nous avons ainsi :

$$ET_o = C \times Evap \quad (23)$$

On trouvera des valeurs de C en fonction de l'environnement et des vents. Toutefois les techniciens israéliens utilisent tout simplement 0,75 pour le bac de classe A et 0,8 pour le bac Colorado.

Pour déterminer l'évapotranspiration potentielle, il existe à l'heure actuelle plusieurs formules empiriques et théoriques rarement universelle. Aucune d'entre elles ne peut être considérée comme parfaites car toutes ont recours à des paramètres d'adaptabilité ou de précisions à définir.

Les formules empiriques sont obtenues et ensuite testées dans des conditions climatiques particulières, ce qui fait que leur extrapolation à d'autres conditions climatiques nécessite un contrôle et parfois des ajustements. Nous en citerons la formule de Blaney-Criddle qui a été mise au point en zone aride au USA. Elle est déconseillée en milieu tropical et à chaque fois que les différences de températures sont faibles entre le jour et la nuit et entre les saisons. Son expression est :

$$ETP = K \times f \quad \text{avec} \quad f = P (8,13 + 0,47T) \quad (24)$$

K est le coefficient d'adaptabilité de la culture ; il est donné par tables

P est le pourcentage d'éclairement, il est fournit par des tables universelles en fonction de la

latitude du lieu.

T est la température moyenne au pas de temps choisi.

Les formules théoriques de calcul de l'évapotranspiration intègre le phénomène induit par le rayonnement et le bilan d'énergie radiatif de sorte à être représentatif du climat. La formule théorique basée sur le bilan d'énergie la plus utilisée est celle de Penman. Son expression est donnée par l'équation 25.

$$ETO = \frac{\Delta Rn + \gamma f(u)(E - e_a)}{\Delta + \gamma} \quad (25)$$

$$f(u) = 0,35(1 + 0,54u) \quad \text{en m/s} \quad (26)$$

$$\Delta = \frac{e_s - E}{T_s - T_a} \quad (27)$$

u : est la vitesse du vent à 2 m du sol ;

γ : est la constante psychométrique ;

e_a : la tension de vapeur de l'atmosphère ;

e_s : la tension de vapeur du sol ;

E : la tension de vapeur saturante à la température atmosphérique ;

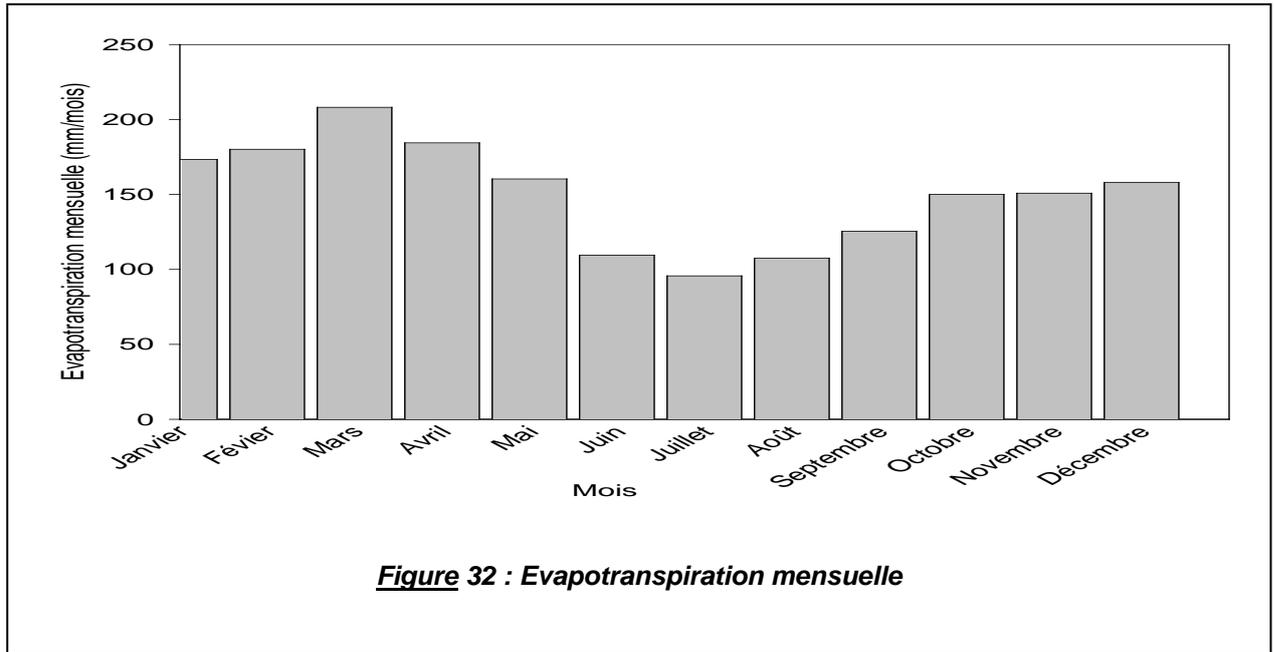
T_a et T_s : respectivement la température atmosphérique et celle au sol.

L'évapotranspiration, sous un même climat, est relativement stable dans le temps.

Dans cette étude, les données d'évaporation utilisées proviennent de la Direction de la Météorologie nationale. Vu l'expertise et les moyens que nécessite la conduite de stations climatologiques, la mesure des paramètres qui permettent de calculer l'évapotranspiration ne se font qu'au niveau départemental. C'est ainsi que pour le bassin de Diaguiri, il n'est disponible que des valeurs d'évapotranspirations moyennes décadaires interannuelles mesurées à Kédougou. Néanmoins, ces données nous semblent représentatives compte tenu de la stabilité évoqué tantôt.

La figure 32 suivant nous donne l'évapotranspiration mensuelle de la zone. Le maximum et le minimum mensuel correspondent respectivement en mars avec une évapotranspiration de 208,1 mm et en juillet avec une valeur de 95,7 mm. En moyenne, le bassin est soumis à une évapotranspiration mensuelle de 150,24 mm ce qui correspond à une demande journalière de 5 mm. Nous en déduisons que l'évapotranspiration de la zone d'étude est très élevée. Ceci s'explique par l'importance des températures combinées aux durées d'insolation qui est au

environ de dix heures par jour dans la région.



Une comparaison entre l'évapotranspiration et la pluie, illustrée par la figure 32 et le tableau 7, nous donne un bilan hydrique déficitaire de 674,08 mm par an. Durant toute l'année, seuls les mois de juin, juillet, août et septembre ont un bilan hydrique excédentaire.

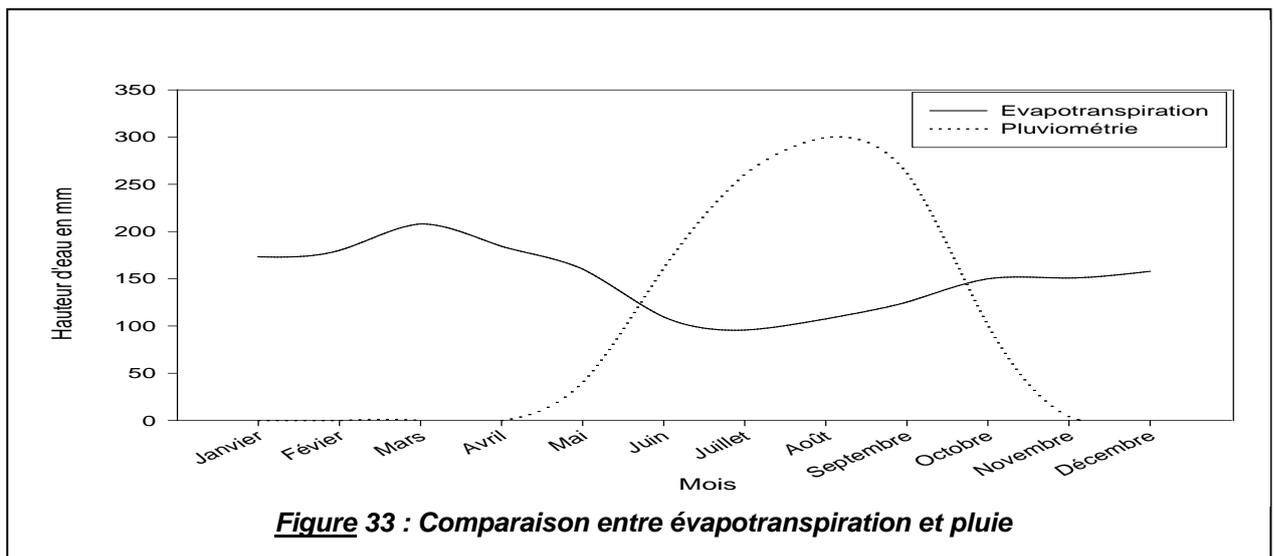


Tableau 7 : Déficit hydrique

Mois	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Bilan
Déficit Hydrique (mm)	-173,30	-180,10	-208,10	-184,40	-119,68	52,51	165,24	192,24	136,10	-49,83	-146,87	-157,90	-674,08

VII. HYDROLOGIE DU COURS D'EAU

L'étude de l'hydrologie du Diaguiri se fera sur la base des données de débits enregistrés au niveau de l'exutoire du bassin versant. Ces données exprimées en m^3/s seront critiquées puis analysées afin de déterminer le régime du cours d'eau et la dynamique des écoulements. Cependant, pour une bonne harmonie et une cohérence entre les différentes composantes de l'étude, nous utiliserons dans cette partie les mêmes méthodes statistiques que celle utilisées pour analyser de la pluviométrie du bassin. Ces méthodes, déjà décrites, ne feront pas ainsi l'objet d'une nouvelle présentation. En hydrologie, les données d'écoulement sont présentées par année hydrologique. Cette dernière va du mois de mai au mois d'avril de l'année suivante.

7.1. PRESENTATION DE LA STATION HYDROMETRIQUE

La station hydrométrique de la rivière du Diaguiri est installée au niveau pont routier sur l'axe Saraya-Kédougou depuis la date du 16 juin 1974. Elle est située à $12^{\circ}05'$ de longitude Ouest et $12^{\circ}38'$ de latitude Nord. La station est équipée d'une batterie d'échelles limnimétriques de 06 éléments gradués de 0 à 06 m et d'un appareil enregistreur de débits à rotation mensuelle de type OTTX.

7.2. CONTROLE DES DONNEES

Depuis la mise en service de la station hydrométrique, le suivi du cours d'eau se fait avec des mesures régulières de débits sauf durant la période comprise entre 1995 et 1997 où aucune mesure n'a été effectuée. Hormis cette période sans mesure, les séries hydrologiques sont complètes et à chaque jour correspond au moins une mesure.

7.2.1. Contrôle intrinsèque des données

Le contrôle intrinsèque des données annuelles (module) est effectué par la méthode des moyennes mobiles, déterminées d'abord sur une période de cinq ans puis sur neuf ans.

La méthode des moyennes mobiles est utilisée surtout, en contrôle de données chronologiques, pour vérifier l'homogénéité de distribution de la série. Cette méthode illustre bien les tendances et les saisonnalités, par un lissage de la courbe de répartition de la variable étudiée dans le temps.

La *figure (34)* illustre la distribution des moyennes mobiles du module en fonction du temps. L'analyse de ce graphique montre une variation ou fluctuation régulière du débit moyen annuel en fonction du temps. La courbe des moyennes sur cinq ans tout comme celle des moyennes sur neuf ans ne laisse apparaître aucune singularité particulière pouvant à priori être considérée comme une anomalie de mesure.

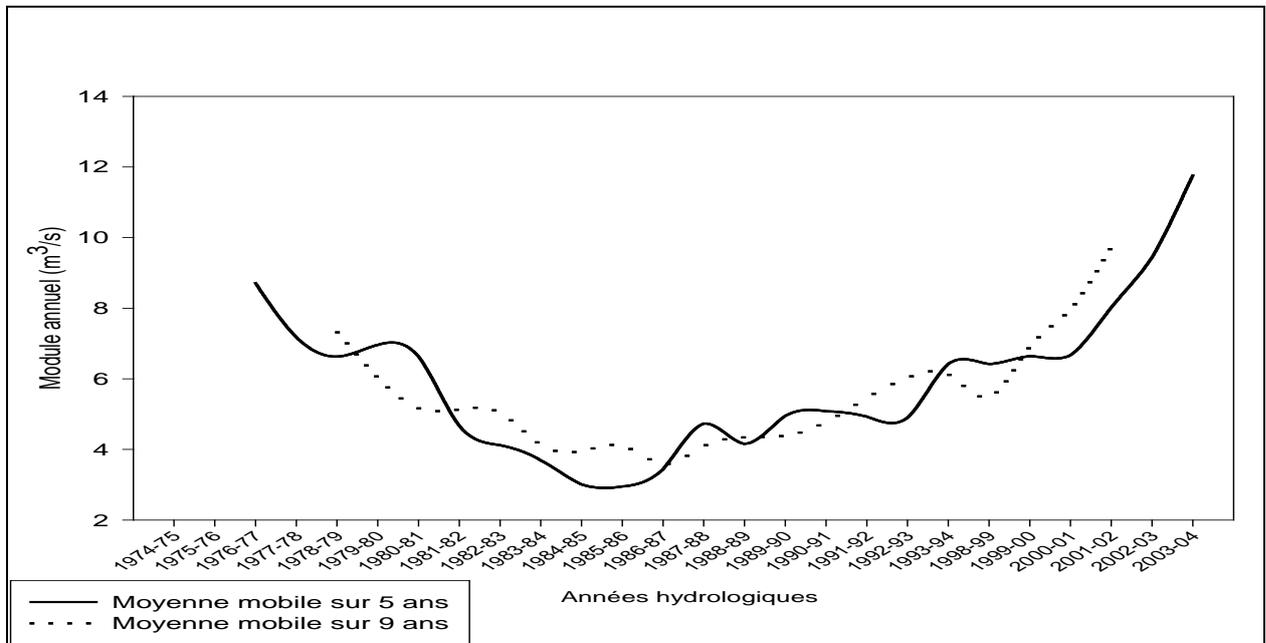


Figure 34 : Evolution de moyennes mobiles du module du Diaguiri

7.2-2. Contrôle extrinsèque des données

Pour vérifier davantage la qualité de nos données de débits, nous allons les comparer avec celles des débits du fleuve Gambie, mesurés à Kédougou. Nous étudierons la liaison des deux séries d'abord par une régression linéaire puis les éventuelles anomalies seront décelées par la méthode des effectifs cumulés.

✓ Régression linéaire

L'analyse de la régression des débits du Diaguiri en ceux de la Gambie à Kédougou, illustrée par la figure 35 montre une bonne liaison entre les deux stations hydrométriques. On obtient un coefficient de corrélation (r) qui est égal à 0,82. L'équation de la droite de régression est donnée par la formule (38) suivante :

$$Y = 0,16X - 4,67 \quad (28)$$

Y étant le débit moyen annuel du Diaguiri et X celui de la Gambie à Kédougou.

A part les deux valeurs les plus importantes du module du Diaguiri, correspondant aux années hydrologiques 2004-2005 et 2005-2006, la série suit une distribution relativement homogène. Cette hétérogénéité mérite d'être analysée davantage.

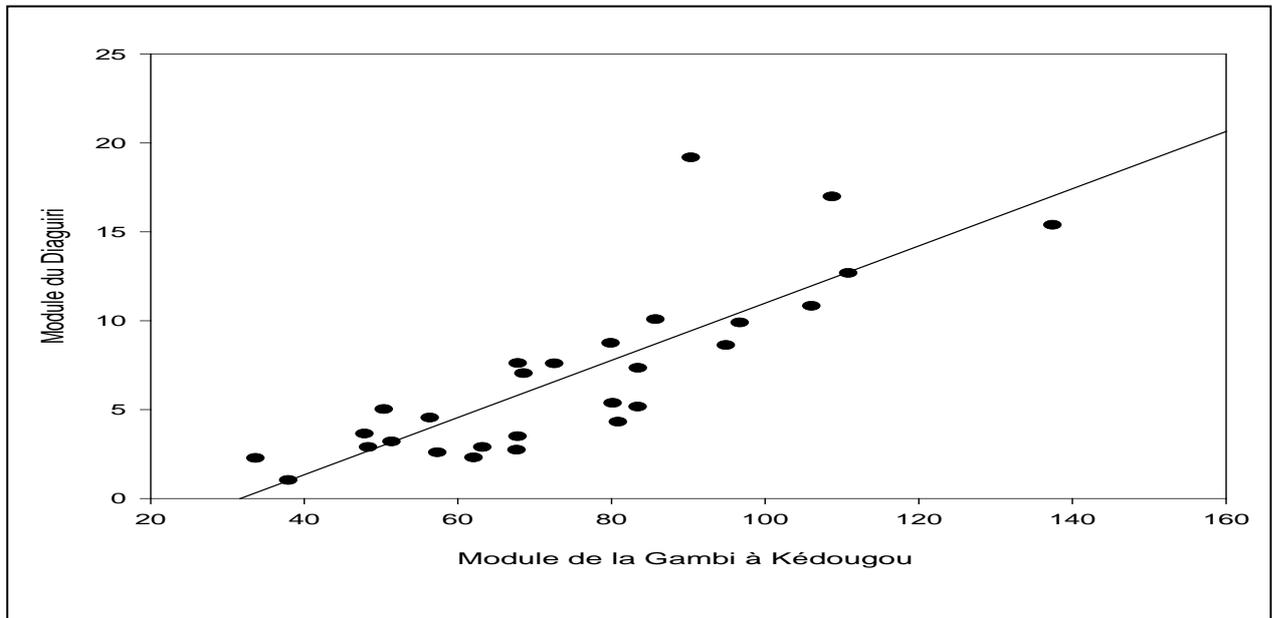


Figure 35 : Droite de corrélation entre le module du Diaguiri et celui de la Gambie

✓ **Méthode des doubles masses**

L'examen de la droite des effectifs cumulés, représentée par la figure 36, montre deux changements majeurs de la pente dont l'un est en fin de série ce qui confirme les résultats obtenus par la régression linéaire. La pente moyenne de la droite est égale à 0,092.

Nous avons procédé par une analyse des pentes élémentaires afin de déterminer, suivant un domaine d'homogénéité fixé arbitrairement, les mesures hétérogènes considérées comme anormales. La figure 37 nous donne la variation de l'écart entre une pente élémentaire (d'une année i) et celle moyenne. Si nous considérons tolérable toute différence comprise entre $\pm 6\%$, on obtient trois années hydrologiques de mesure anormale. Ces années sont : l'année hydrologique 1983-1984, 2004-2005 et 2005-2006.

L'examen de la série des modules du Diaguiri montre que les valeurs qui correspondent à ces années anormales sont extrêmes c'est à dire très faible en 1983-1984 et très élevées en 2004-2005 et 2005-2006.

L'examen des séries mensuelles et journalières pour déterminer si les anomalies qui relèvent d'erreurs ou non, a aboutit aux résultats et déduction suivants.

Les mesures enregistrées durant l'année hydrologique 1983-1984 sont complètes et ne présente aucune lacune. Toutefois les valeurs sont très faibles durant toute l'année ce qui n'exclut pas l'existence d'une erreur répétitive de mesure ou de conversion.

Durant toute l'année 2005, la série présente des valeurs de débit très élevées et ceci de janvier à décembre. Les valeurs enregistrées en 2005 en période de décrue sont même supérieures aux débits de crue de certaines années. Cette situation exceptionnelle ne pourrait s'expliquer que si on a enregistré durant l'année des pluies hors saison aussi importantes que l'hivernage, ce qui est absurde. Nous pouvons donc en déduire que les données relevées durant l'année

2005 comporteraient des erreurs.

Ces années de mesures anormales feront l'objet de correction pour une bonne suite de l'étude. Pour les corriger, nous pouvons soit utiliser l'équation de la droite de régression ou la pente moyenne de la droite des effectifs cumulés. Cette dernière nous paraît plus simple pour et nous mettrait en harmonie avec les méthodes d'analyse de la pluviométrie.

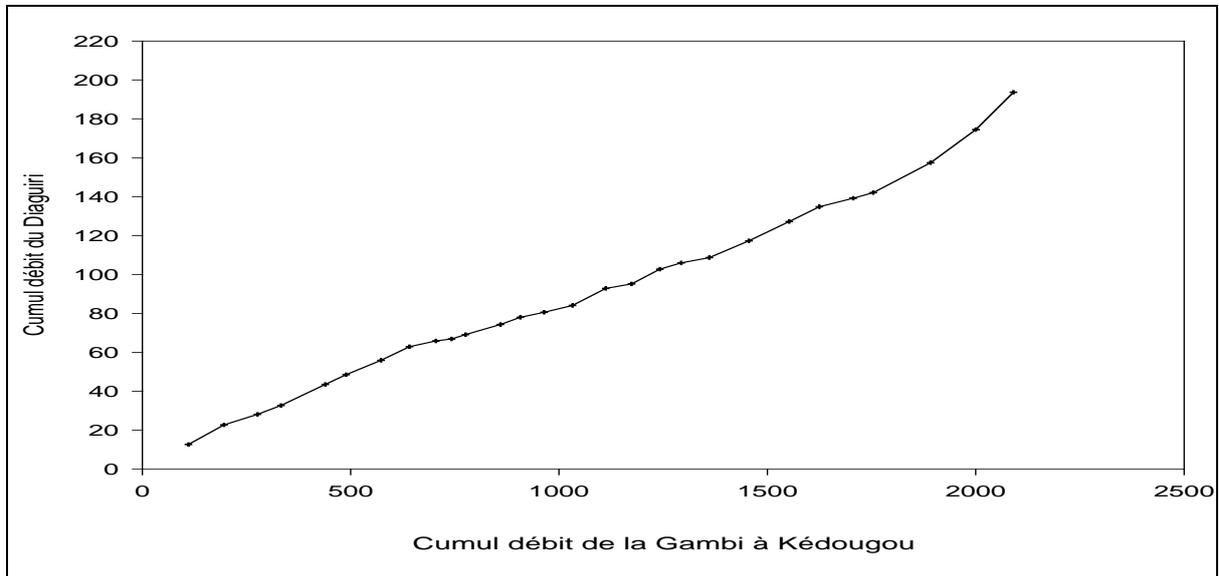


Figure 36 : Droite des effectifs de modules cumulés

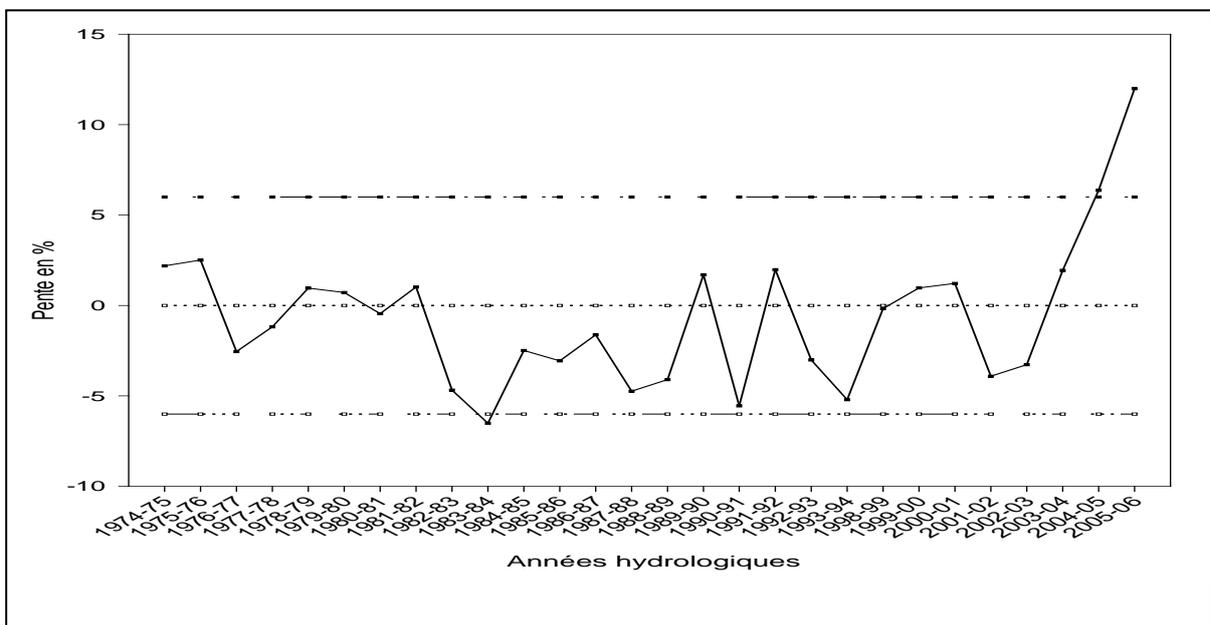


Figure 37 : Variation de la pente de la Droite des effectifs de modules cumulés

7.3. REGIME DU COURS D'EAU DU DIAGUIRI

La rivière du Diaguiri est caractérisée par un régime d'écoulement temporaire. C'est dans de rares cas qu'on observe d'écoulements durant la période qui va du mois de février au mois de mai. Les débits observés sont maximales en septembre et minimales de février à mai, comme le

montre la figure 38. Le module interannuel s'élève $6,37 \text{ m}^3/\text{s}$. Les débits instantanés observés durant la période d'étude évoluent entre zéro et un maximum de $135,9 \text{ m}^3/\text{s}$ obtenu le 06 septembre 2003.

7.3.1. Les variations saisonnières

Le coefficient mensuel de débit qui est défini comme le rapport du débit mensuel moyen au module interannuel permet de séparer les périodes où les écoulements ont été inférieurs au module interannuel, appelé période d'étiage, à celles où les écoulements ont été supérieurs au module interannuel, appelé période de hautes eaux (Nguetora, 2003).

La période d'étiage est caractérisée par un coefficient mensuel de débit inférieur à un tandis qu'en période de hautes eaux ce dernier est supérieur à un.

La figure 39 montre que le cours d'eau est en hautes eaux durant les mois de août, septembre et octobre soit trois mois sur douze. La période d'étiage va du mois de novembre à juillet.

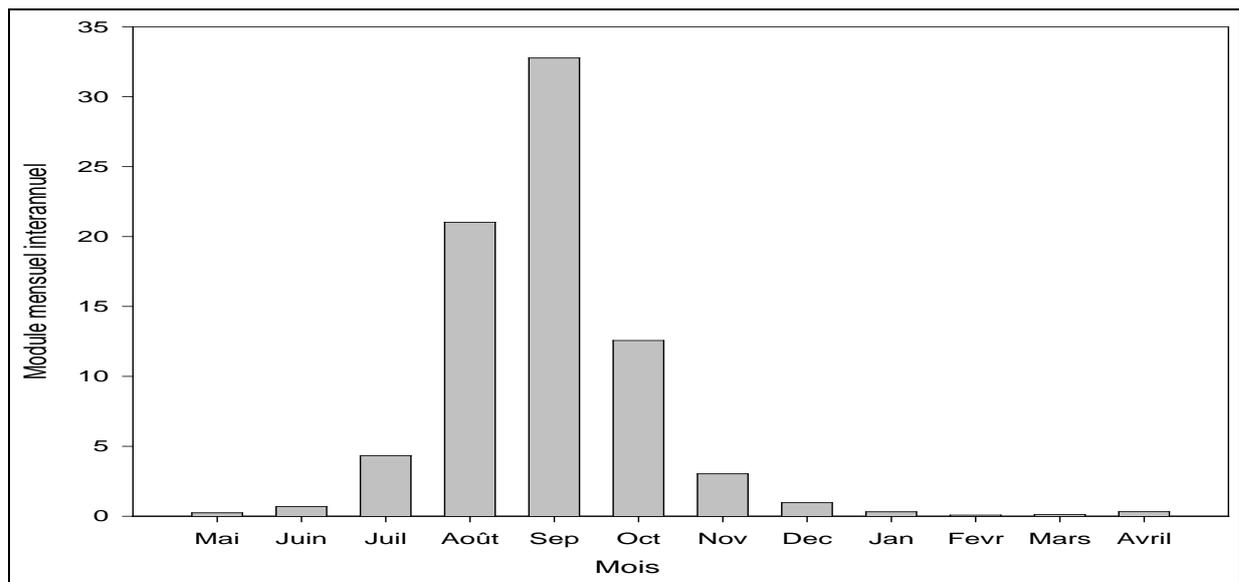


Figure 38 : Module mensuel interannuel

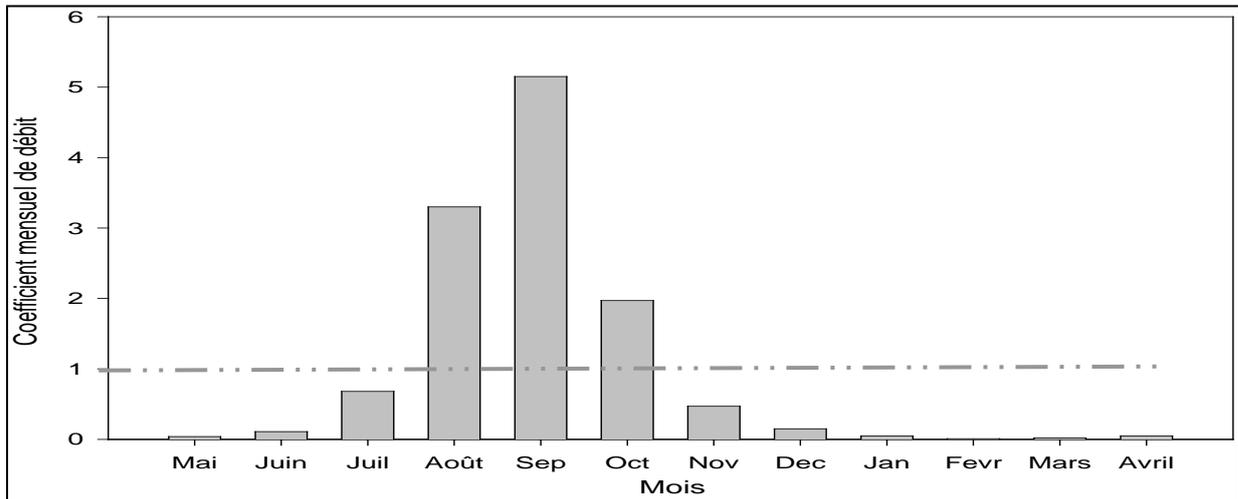


Figure 39 : Variations saisonnières des écoulements

7.3-2. Les variations interannuelles des écoulements

Les variations des écoulements moyens annuels à une station hydrométrique peuvent être mesurées à l'aide d'un coefficient donné par le rapport du module de l'année i au module interannuel (Nguetora, 2003).

Ce coefficient est appelé hydraulité, par une comparaison avec la moyenne à long terme, il indique si l'année i est humide ou sèche.

La figure 40 nous montre que les années humides sont plus fréquentes en début de série (années 70, début 80) et fin de série (années 2000). La plus importante hydraulité est observée durant l'année hydrologique 2003-2004 et celle la plus faible en 1984-1985.

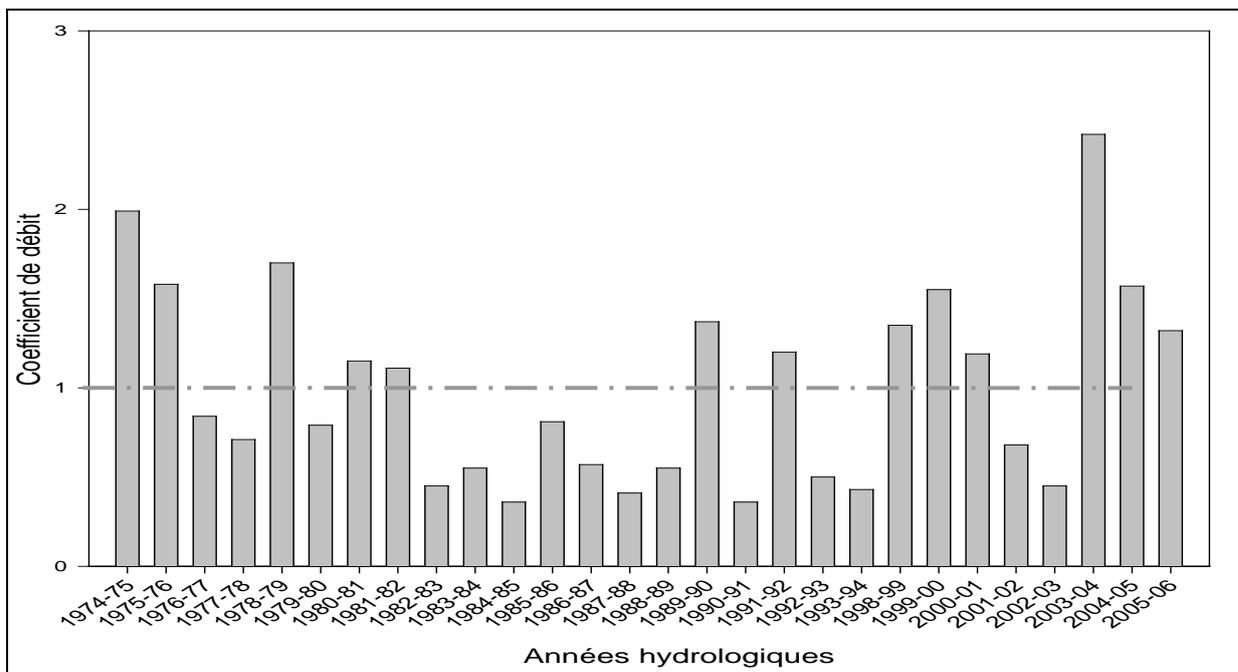


Figure 40 : Variations interannuelle des écoulements

7.4. EVOLUTION DES ECOULEMENTS DU DIAGUIRI

7.4.1. Tendances des écoulements

Le régime hydrologique d'un cours d'eau résume l'ensemble de ces caractéristiques hydrologiques et leur mode de variation. Au cours du temps, ce régime, caractérisé par le débit des écoulements, est assujéti de fluctuations. Le débit étant une variable aléatoire, l'étude de sa dynamique chronologique requiert la détermination des tendances et/ou saisonnalité de sa distribution dans le temps.

L'évolution des écoulements du bassin est étudiée à deux niveau : d'abord à l'échelle annuelle avec une analyse des modules puis à l'échelle mensuel afin d'expliquer le comportement du module.

Vu la taille moyenne de la série (28 années hydrologiques), nous nous sommes limités à la méthode des moyennes mobiles sur une période de neuf ans ($n = 4$) afin de minimiser la perte d'informations.

La figure 41 illustre l'évolution du module du cours d'eau durant la période d'étude. L'analyse de ce graphique révèle d'une part une baisse du débit des écoulements depuis le début de la série (1974) jusqu'au années 1985, 1986 soit environ sur dix ans. D'autre part, à l'exception de l'année hydrologique 1998-1999, on enregistre une augmentation plus ou moins régulière du débit de 1986 à 2003. En outre la courbe d'évolution du module ne laisse apparaître aucune périodicité des écoulements.

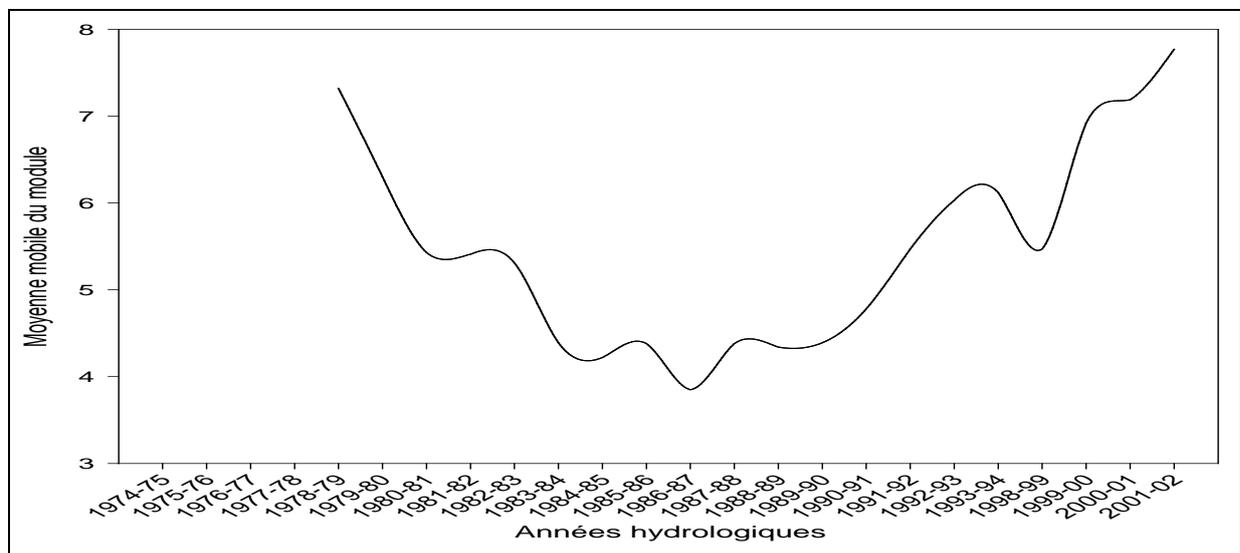


Figure 41 : Evolution du module du Diaguiri durant la période d'étude

L'étude de l'évolution des débits mensuels, représentée par les figures 42 à 46, aboutit aux mêmes résultats que celle du module, on note toujours une période de régression de écoulements en début de série suivi d'une période d'augmentation des écoulements. Toutefois d'un mois à un autre la durée des deux périodes diffère.

En outre l'analyse de l'évolution des écoulements met en évidence la grande variabilité

interannuelle des écoulements. Les tendances à la hausse ou à la baisse des écoulements ne s'apprécient pas d'une année à l'autre, quelque soit l'échelle d'observation (annuelle ou mensuelle).

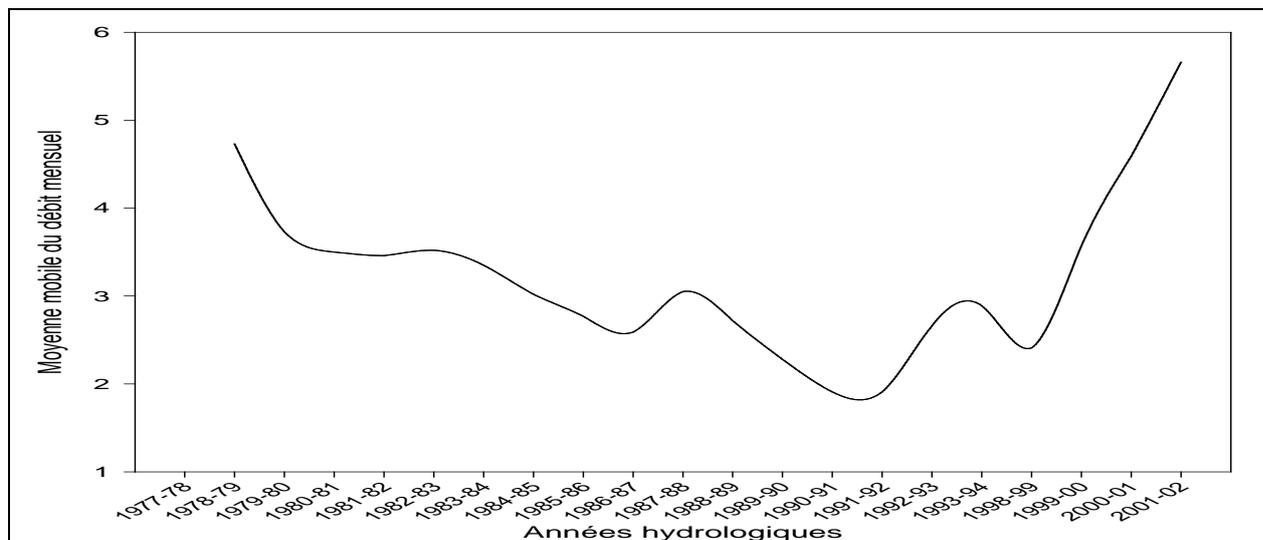


Figure 42 : Evolution du débit du mois de juillet durant la période d'étude

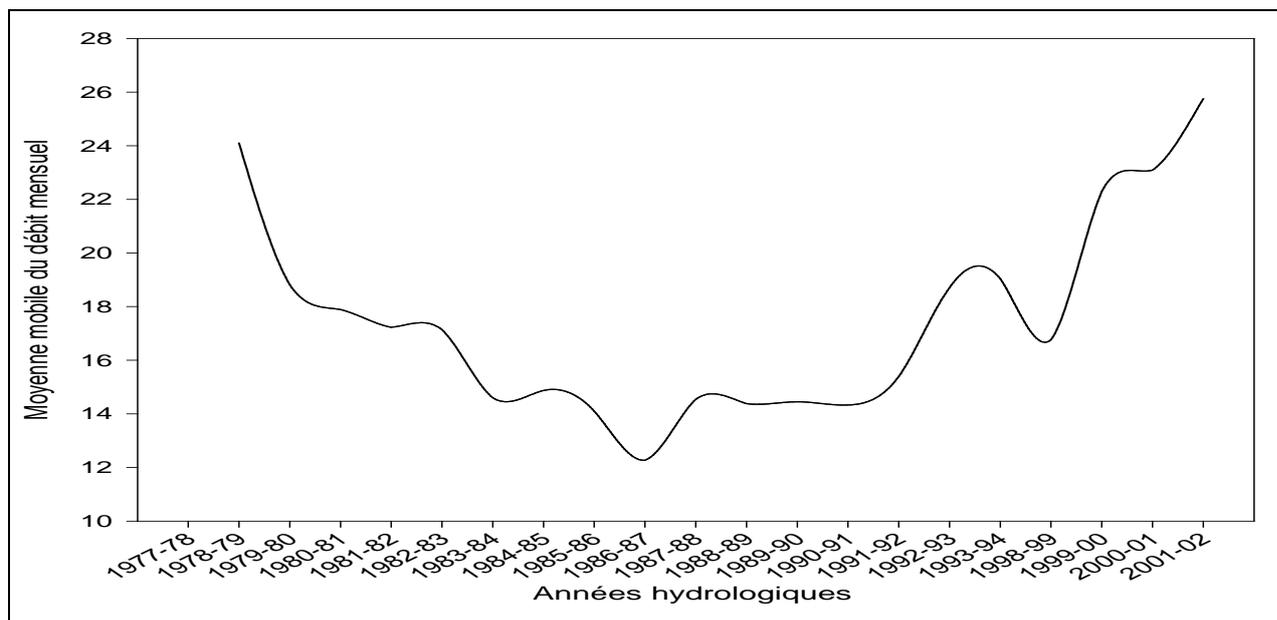


Figure 43 : Evolution du débit du mois d'août durant la période d'étude

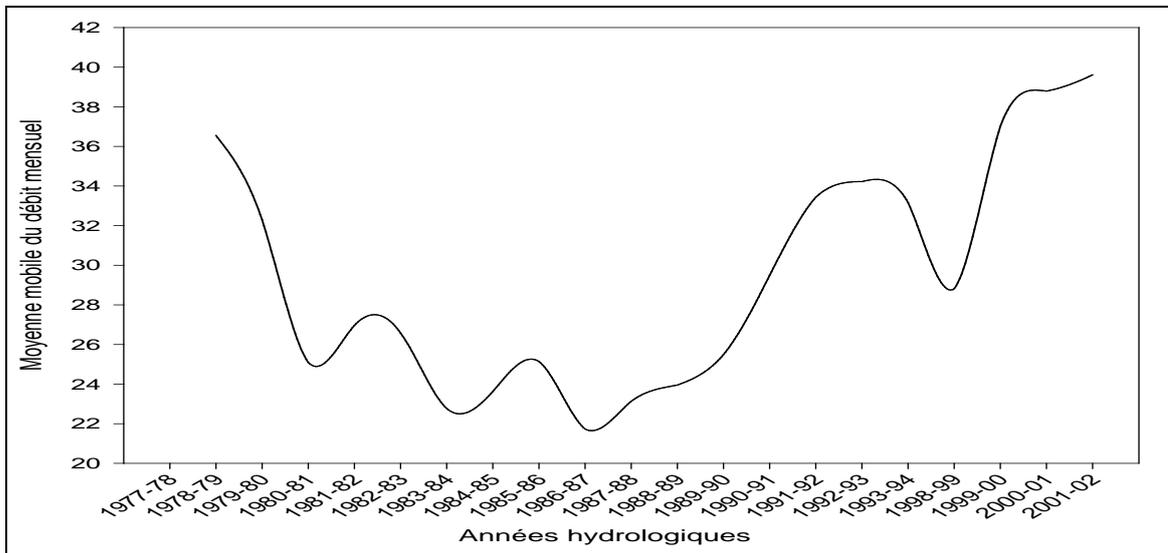


Figure 44 : Evolution du débit du mois de septembre durant la période d'étude

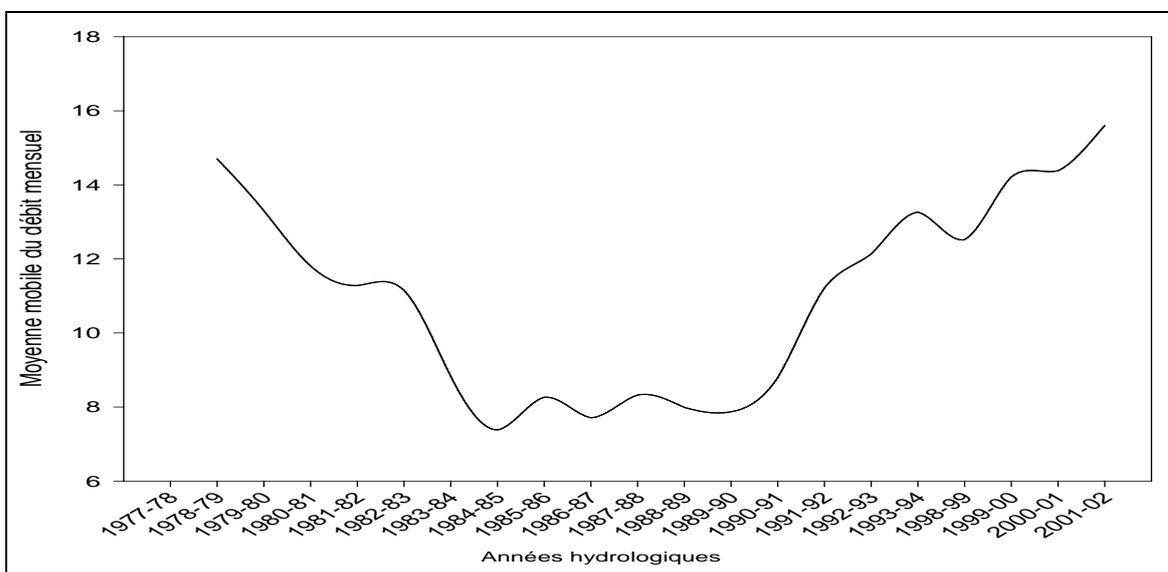


Figure 45 : Evolution du débit du mois d'octobre durant la période d'étude

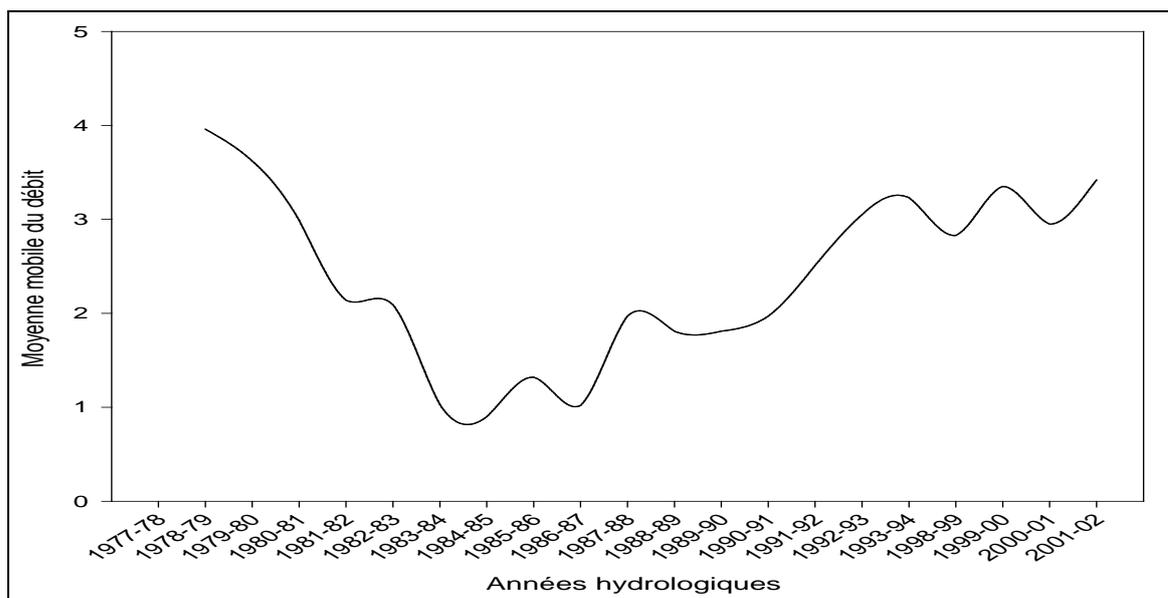


Figure 46 : Evolution du débit du mois de novembre durant la période d'étude

7.4.2. Analyse fréquentielle des écoulements

Le débit des écoulements est exprimé est toujours exprimé en m^3/s quelque soit l'échelle d'observation (annuelle, mensuelle ou journalière). A chaque pas de temps, le débit correspondant est donné par la moyenne des débits instantanés mesurés durant cette période. Il serait ainsi suffisant d'effectuer uniquement l'analyse fréquentielle des débits instantanés. Cependant, vu l'importance de la taille de la série des débits instantanés, nous avons procédé à l'analyse fréquentielle du module et des débits maximums journaliers annuels, leurs ajustements aux lois de probabilités sont respectivement illustrés par les figures 47 et 48. L'analyse fréquentielle du débit maximum journalière annuel, permet de guider tout projet d'aménagements hydrauliques sur le cours d'eau. En fonction de la période de retour ou durée de vie de l'aménagement, elle indique la crue du projet. En outre l'analyse fréquentielle du module nous permet de faire une prédiction des années humides et sèches (inondations et sécheresse par exemple).

L'examen de la figure 47 montre un assez bon ajustement de la distribution du module à la loi de Gumbel surtout en ce qui concerne les valeurs extrêmes. On note aussi que les années humides de faible durée de retour (inférieure à 10 ans) suivent une distribution normale.

D'autre part, l'analyse de la figure 48 nous indique que la distribution des débits maximums journaliers annuels n'est approchée par aucune des trois lois de probabilités, surtout au niveau des valeurs centrales (période de retour compris entre 0 et 5 ans). Néanmoins, nous pouvons dire que les années sèches suivent approximativement une distribution de Pearson 3.

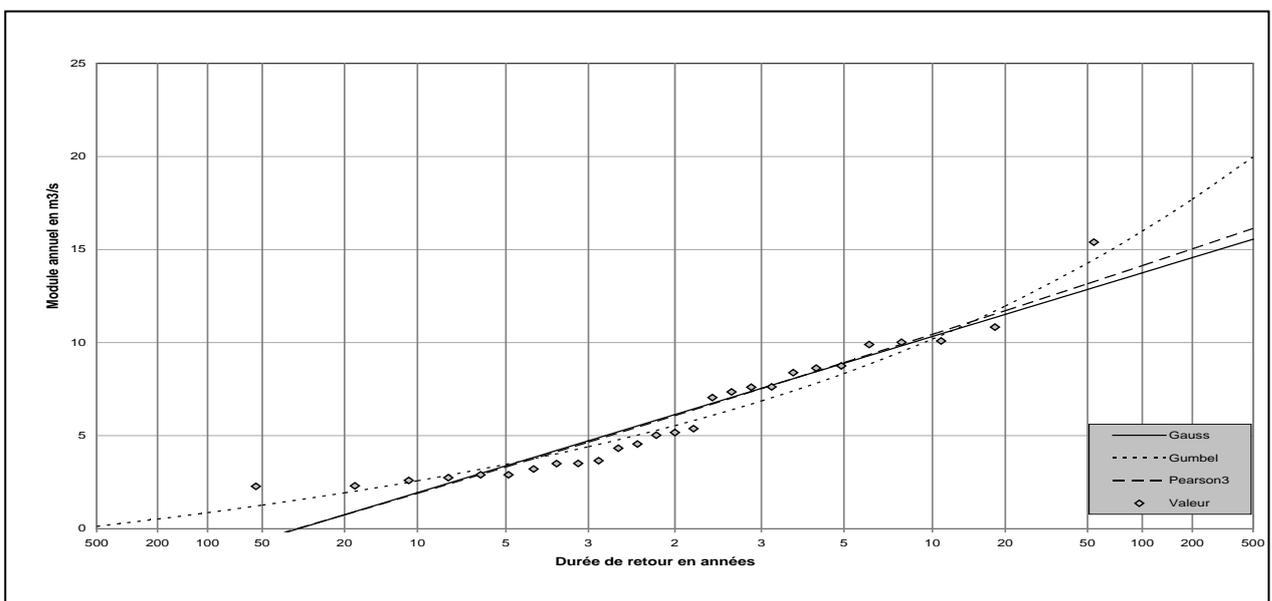


Figure 47 : Analyse fréquentielle du module du Diaguiri

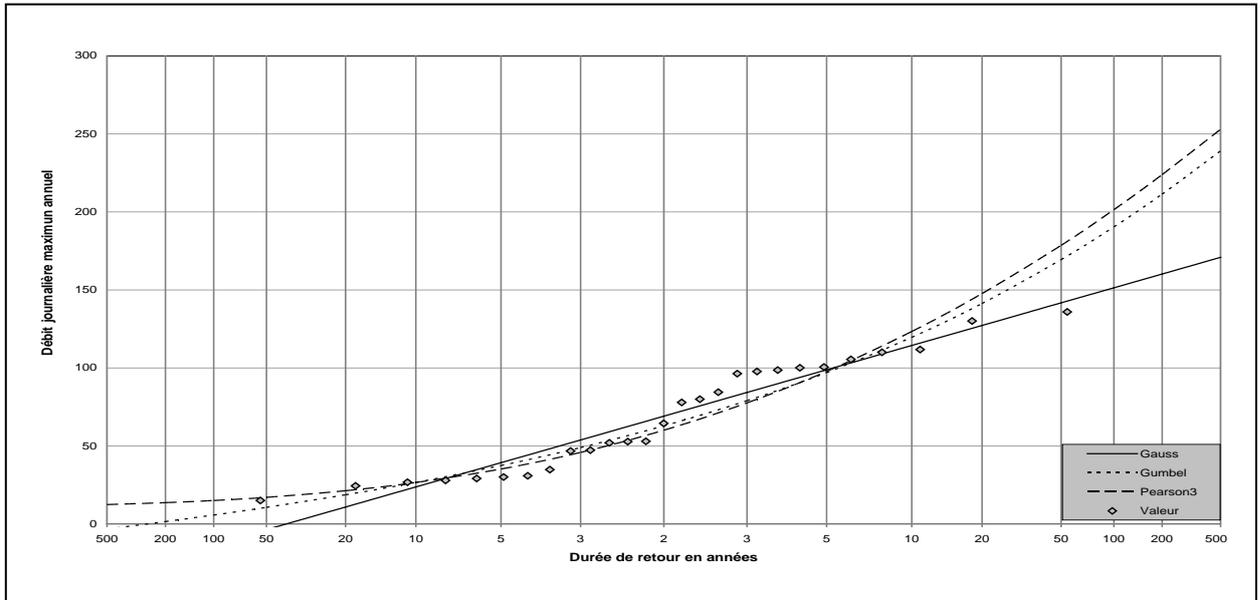


Figure 48 : Analyse fréquentielle du débit journalière maximum annuel