

15011

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE



D. E. A. DE GEOLOGIE APPLIQUEE
MENTION : HYDROGEOLOGIE

ETUDE DU REGIME HYDROLOGIQUE DU FLEUVE
GAMBIE : CARACTERISATION DES ETIAGES ET
STATISTIQUE DES DEFICITS

Présenté par :

M. Edmond Nicaise MALANDA NIMY

Le 29 Octobre 1999 devant le jury :

Messieurs	Abdoulaye	FAYE	Président	UCAD
	Soussou	SAMBOU	Rapporteur	UCAD
	Lamine	NDIAYE	Examineur	UCAD
	Moustapha	DIENE	Examineur	UCAD
	Philippe	VAUCHEL	Examineur	IRD

AVANT - PROPOS

Ce mémoire de DEA est une modeste contribution à l'étude des phénomènes hydrologiques extrêmes qui sont les étiages. La qualité scientifique de celui-ci a vu sa réalisation au laboratoire d'hydraulique du département de Physique de la Faculté des Sciences de l'U.C.A.D. sous la direction et l'assistance d'un certain nombre de personnes que j'aimerais remercier.

Mes remerciements vont d'abord à l'endroit de Monsieur Abdoulaye FAYE, Maître de Conférence, au département de Géologie de la Faculté des Sciences et Techniques, responsable du troisième cycle, Président de ce Jury. C'est grâce à ses conseils et pour sa rigueur scientifique que nous avons pu réaliser ce mémoire. Son sens d'humanisme et sa coopérativité m'ont marqué profondément et je ne saurais le remercier assez.

Monsieur Soussou SAMBOU, Maître Assistant, Enseignant au département de Physique de la Faculté des Sciences et Techniques, responsable du laboratoire d'Hydraulique qui a pris la direction scientifique de ce travail et qui m'a donné de grands enseignements concernant la rigueur scientifique à observer dans tous travaux de recherche. Qu'il trouve également mes remerciements pour ses conseils et encouragements qui m'ont permis d'avancer sûrement vers l'issue de mon travail dont le résultat est matérialisé par ce mémoire de DEA. Je le remercie d'autant plus qu'il a fait de moi un Chercheur et un Scientifique capable de mener un travail de prendre des initiatives. Malgré ses occupations, il s'est montré disponible et disposé quand le besoin se faisait sentir.

Je remercie également Monsieur Cheikh Bécaye GAYE, Professeur, autrefois chargé d'enseignement au département de Géologie de la Faculté des Sciences et Techniques. Sa contribution m'a permis de faire mes premiers pas dans le domaine de la recherche.

Mes remerciements vont également à l'endroit de Monsieur Lamine NDIAYE, Maître de Conférences, Chef de Département de Physique qui a bien voulu accepter sans hésitation de faire partie de ce Jury afin de contribuer à la perfection de ce mémoire.

15011

Monsieur Moustapha DIENE, Assistant, Enseignant chercheur au Département de Géologie de la Faculté des Sciences et Techniques. Par ses conseils et orientations, j'ai pu surmonter certaines difficultés rencontrées dans le parcours.

Monsieur Raymond MALOU, qui, en sa qualité de chargé d'enseignement de Climatologie et d'Hydrologie Statistique, m'a aidé dans l'interprétation d'un certain nombre de résultats.

Ce travail ne pouvait se faire sans donnée et je voudrais remercier tous ceux qui m'ont accordé leur gentillesse en me facilitant la tâche lors de ma quête des données et de la documentation. A cet effet, je voudrais remercier un certain nombre de personnes dont :

- Monsieur Philippe VAUCHEL de l'IRD (Hann), Ingénieur de recherche, Membre de ce Jury qui m'a fourni la plupart des données sur lesquelles j'ai fait mon travail. Qu'il trouve là toute ma gratitude.

- Monsieur Sény COLY, Monsieur GASSAMA et Madame MBENG, tous du Ministère de l'Hydraulique ; l'équipe de chercheur de l'O.M.V.G. qui ont trouvé de l'intérêt en m'accordant certaines données et informations. Ce qui m'a permis de faire dans le même temps ma Bibliographie.

Je ne pourrais passer outre Madame Aïssatou Sophie Gladima SIBY Assistante au Département de géologie. Son état de mère fait d'elle une femme très sensible capable de donner de bons conseils dont je fais ici le témoignage. Je ne saurais la remercier assez et qu'elle trouve ici toute ma gratitude.

Je voudrais également dire ma reconnaissance à Monsieur Lamine KONATE de l'IRD, qui, pour avoir mené des travaux de recherche dans la région s'est montré disposé à discuter, à me faire bénéficier de son expérience.

La réalisation de ce mémoire a été pour moi également l'occasion de sentir la chaleur fraternelle de certaines personnes. Ainsi je voudrais citer certaines personnes qui me sont chères et qui se sont montrées proches de moi par leurs conseils, soutien de toute sorte. Parmi ces personnes il y a Monsieur Joseph BASSALE, Ingénieur à l'ASECNA et sa femme ;

Monsieur Dady DEMBY, responsable du département d'Informatique du CORAF et sa femme Ema DEMBY ; Salomon MENDY ; mon Pasteur Timothée DIATTA ; José OLIVEIRA ; tous les membres de la chorale de l'Église Évangélique de Dakar dont je suis membre. La liste n'est pas exhaustive.

Je dédie ce mémoire à ceux qui me sont le plus chers, ceux à qui je dois mon existence, à savoir mes parents dont mon père Monsieur Germain MALANDA, ma maman Madame Henriette MALANDA née NSALOULOU qui m'ont appris la discipline et façonné tout mon comportement. Je voudrais dire toute ma reconnaissance à tous mes frères, sœurs et neveux que je cite : Jean Frédéric MALANDA Ange NGOMA, Jean Dieudonné FOUKILA, Clarisse MALANDA, Clémence MALANDA, Audrey Florence MALANDA, Yanne Christian, Emery Frédalin, Sadath Ninnelle, Colte Jarvinal, Claverluch, Bayelle, Lafayette, Flavienne, Noellie, Magdalie, Jarny, Dorlutch, Rolle, qui m'ont soutenu durant tout mon parcours. Toute ma gratitude à ma famille dans toute son extension africaine.

Je remercie également Madame Elisabeth NDOUR secrétaire au département de géologie, qui a donné son temps malgré ses occupations. Qu'elle trouve toute ma gratitude.

Toute ma gratitude également à l'ensemble de la colonie congolaise à Dakar qui m'a apporté son soutien moral et matériel. Même dans les difficultés, Dieu fait beaucoup de choses, car le Seigneur Jésus Christ qui est mort sur la croix pour nous les pécheurs a enduré toutes ces souffrances pour tous et donc il est toujours disposé à nous aider quelles que soient les circonstances. Qu'il vous console et que nous puissions trouver la grâce auprès de lui. Mon vœu le plus profond est que nous ne puissions pas nous éloigner du plan merveilleux de salut que Dieu a préparé pour tous les humains pécheurs que nous sommes car nous ne savons pas de quoi est fait le lendemain. C'est le jour aujourd'hui de se confier à Jésus Christ qui est notre Seigneur et Sauveur. Il est toujours prêt à accepter ceux qui veulent venir à lui. Merci à notre Père de Jésus Christ qui m'a révélé que je suis un simple pécheur mais qu'il ne me rejette pas. Il m'accepte tel que je suis. Amen!

RÉSUMÉ

L'Afrique au Sud du Sahara a connu dans son ensemble une baisse des précipitations à partir des années 1968 qui a eu des répercussions sur les régimes hydrologiques de la plupart des cours d'eau de la région. Le Fleuve Gambie n'a pas été épargné par ce phénomène. Compte tenu de la forte dépendance entre le régime pluviométrique et les débits, il s'en est suivi un déficit d'écoulement important que nous avons étudié à partir des étiages à la station hydrométrique de Kédougou. Nous avons d'abord considéré les étiages comme un phénomène hydrologique extrême. Dans ce cas l'accent été mis sur la variabilité temporelle de quelques variables hydrologiques caractéristiques de l'écoulement tels que les débits maximaux annuels, les modules, les débits caractéristiques d'étiage (DCE, dépassé 355 jours dans l'année), ainsi que les débits caractéristiques dépassés n mois dans l'année (Dcn) qui ont fait l'objet d'une analyse statistique, avec en particulier le calcul des quantiles et de leur intervalle de confiance. Le lissage à l'aide d'une moyenne mobile de ces paramètres indique généralement une tendance à la baisse. Les coefficients de tarissement ont également été calculés graphiquement à l'aide des débits moyens mensuels et à l'aide des débits moyens journaliers, puis en utilisant la formule de tarissement. Sur la chronique d'observations disponibles, nous avons noté une augmentation sensible de ces coefficients. L'étiage a ensuite été considéré en terme de demande en eau. A partir de seuils hydrologiques définis soit par rapport à un besoin en eau, soit par rapport au quantile d'un débit caractéristique, nous avons constitué les séries chronologiques de variables aléatoires caractérisant la sévérité des étiages, que ce soit la durée ou le volume déficitaire. Nous avons ensuite recherché un modèle probabiliste qui peut être utilisé pour tester les performances de différents schémas de gestion de ressources en eau.

Mots clés : Bassin versant hydrologique, débits caractéristiques, modules, étude statistique, quantile, chi-2, intervalle de confiance, étiage, tarissement, coefficient de tarissement, seuil, déficit, durées déficitaires, volumes déficitaires.

Table des matières

INTRODUCTION GENERALE.....	1
CHAPITRE I : PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE DE LA REGION D'ETUDE	2
I. 1. Cadre physique.....	3
I. 2. Climat - Régime hydrologique.....	4
I. 3. Relief et profil en eau.....	7
I. 4. Réseau hydrographique.....	7
I. 5. Sols - Végétation.....	7
I. 6. Contexte géologique du bassin versant du Fleuve Gambie.....	11
I. 7. Réseau hydrométrique.....	14
I. 8. Hydrogéologie du bassin versant du Fleuve Gambie.....	14
I. 9. Données disponibles.....	15
CHAPITRE II : ETUDE STATISTIQUE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE ET DU REGIME DES ECOULEMENTS DU FLEUVE GAMBIE A LA STATION DE KEDOUGOU.....	16
II. 1. Introduction.....	17
II. 2. Etude du régime des débits du fleuve Gambie.....	17
II. 2. 1. Débits caractéristiques.....	18
II. 2. 2. Evolution interannuelle des débits caractéristiques et des modules.....	19
II. 3. Analyse des fréquences des débits caractéristiques.....	26
II. 3. 1. Test d'indépendance des séries.....	27
II. 3. 1. 1. Détermination de l'autocorrélogramme.....	27
II. 3. 1. 2. Test utilisant le coefficient d'autocorrélation empirique d'ordre 1.....	28
II. 3. 1. 3. Test de corrélation sur le rang de Kendall.....	30
II. 3. 1. 4. Synthèse des tests d'indépendance utilisés.....	31
II. 3. 2. Tests d'homogénéité des séries.....	32
II. 3. 2. 1. Test de Pettitt (1979).....	32
II. 3. 2. 2. Ellipse de contrôle.....	33

II. 3. 2. 3. Synthèse des tests d'homogénéité utilisés.....	36
II.4. Généralités sur l'analyse des fréquences des variables hydrologiques.....	37
II. 4. 1. Fonction densité de probabilité théorique - Fonction de répartition théorique.....	37
II. 4. 1. 1. Moments statistiques théoriques et empiriques.....	38
II. 4. 1. 2. Temps de récurrence.....	40
II. 4. 2. Ajustements statistiques.....	40
II. 4. 2. 1. Fonction de répartition empirique.....	40
II. 4. 2. 2. Détermination de la fonction de répartition théorique.....	42
a) - Test d'adéquation du χ^2 de Pearson.....	45
b) - Détermination des quantiles et de l'intervalle de confiance associé à un quantile.....	46
II. 5. Conclusion.....	49
 CHAPITRE II : CARACTERISATION DES ETIAGES	50
 III. 1. Introduction	51
III. 2. Etude du tarissement.....	51
III. 2. 1. Définition du tarissement.....	52
III. 2. 2. Courbes de tarissement - coefficients de tarissement.....	53
III. 3. Calcul des coefficients de tarissement.....	53
III. 3. 1. Méthode graphique.....	53
III. 3. 2. Méthode de calcul journalier.....	55
III. 3. 3. Synthèse et critique des méthodes.....	55
III. 3. 4. Evolution interannuelle des coefficients de tarissement et des volumes des réserves dans les nappes d'eau souterraine.....	57
III. 4. Caractérisation des déficits.....	58
III.4. 1. Notion de seuil.....	58
III. 4. 2. Définition du déficit.....	59
III. 4. 3. Caractérisation des déficits.....	59
III. 5. Analyse statistique.....	64
III. 6. Conclusion.....	68
CONCLUSION GENERALE	69
Références bibliographiques	71
Annexe	74

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

Figure I. 1 : Bassin versant du Fleuve Gambie.

Figure I. 2 : Position du F.I.T. et circulation de surface.

Figure I. 3 : Evolution mensuelle de la température moyenne (T_m), de l'évaporation (Ev), de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de l'humidité relative moyenne (Hrm) à la station de Kédougou.

Figure I. 4 : Profil en long du fleuve Gambie et de ses affluents.

Figure I. 5 : Carte du réseau hydrographique.

Figure I. 6 : Géologie du bassin continental.

Figure I. 7 : Courbe de tarage du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

CHAPITRE II

Figure II. 1 : Hydrogramme des crues du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

Figure II. 2 : Courbes des débits classés du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

Figure II. 3. a : Évolution inter-annuelle des débits caractéristiques et des modules

Figures II. 3. b : Evolution interannuelle des moyennes mobiles des débits caractéristiques et des modules

Figures II. 4 : Évolution interannuelle des variable réduite des débits caractéristiques et des modules

Figures II. 5 : Autocorrélogrammes des débits caractéristiques

Figure II. 6 : Ellipse de contrôle des débits caractéristiques

Figure II. 7 : Fonction de répartition empirique des débits caractéristiques

CHAPITRE III

Figure III. 1. a : Courbe de tarissement à partir des débits moyens journaliers

Figures III. 1. b : Courbe de tarissement à partir des débits moyens mensuels

Figure III. 1. c : Détermination du coefficient de tarissement par la méthode de calcul direct.

Figure III. 2 : Evolution interannuelle des coefficients de tarissement.

Figure III. 3 : Evolution interannuelle des volumes de réserves dans les nappes d'eau souterraines.

Figure III. 4 : Evolution interannuelle des débits moyens journaliers par rapport aux quantiles décennaux de quelques débits caractéristiques.

Figure III. 5 : Evolution interannuelle des durées de déficit

Figures III. 6 : Evolution interannuelle des volumes déficitaires

Figures III. 7 : Fonction de répartition empirique des durées déficitaires

Figures III. 8 : Fonction de répartition empirique des volumes déficitaires

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 : Moyennes mensuelles de Température (Tm) ; d'Evaporation (Ev.) ; d'insolation (Insol.) et d'Humidité Relative moyenne (Hrm).

Tableau 2 : Résultats du test d'autocorrélation et du coefficient d'autocorrélation d'ordre 1.

Tableau 3 : Résultats du test de Kendall sur les débits caractéristiques.

Tableau 4 : Synthèse des tests d'indépendance des séries.

Tableau 5 : Résultats du test de détection de rupture de Pettitt.

Tableau 6 : Résultats du test de l'ellipse de contrôle sur les débits caractéristiques.

Tableau 7 : Synthèse des résultats des tests d'homogénéité des séries des débits caractéristiques.

Tableau 8 : Quelques fonctions de répartitions empiriques

Tableau 9 : Tableau récapitulatif des lois d'ajustement utilisées.

Tableau 10 : Tableau comparatif des paramètres de la distribution obtenus par le calcul et graphiquement.

Tableau 11 : Résultats des tests d'adéquation du χ^2 sur les débits caractéristiques ajustés aux lois de distribution théoriques.

Tableau 12 : Quelques quantiles décennaux et centennaux des débits caractéristiques.

Tableau 13 : Débits caractéristiques et coefficients de tarissement du fleuve Gambie à la station de Kédougou

Tableau 14 : Caractéristiques des déficits du Fleuve à la station de Kédougou

INTRODUCTION GÉNÉRALE.

Le déficit d'écoulement en l'Afrique au Sud du Sahara a eu des répercussions importantes sur la disponibilité des ressources en eau. Les travaux menés par les chercheurs de l'IRD (ex ORSTOM) ont montré une tendance à la baisse des précipitations que l'on pouvait situer entre 1968 et 1970 en moyenne.

Dans ce contexte, le fleuve Gambie à l'instar des grands fleuves tropicaux comme le Niger et le Sénégal fait l'objet d'un intérêt particulier pour la maîtrise et l'utilisation rationnelle de ses ressources en eau. Les états riverains de ce Fleuve, Sénégal, Guinée, Gambie, et dans une certaine mesure Guinée Bissau se sont lancés dans une politique de réalisations d'ouvrages hydrauliques visant aussi bien à produire de l'électricité

D'importants travaux de recherche ont déjà été menés et continuent de l'être pour une meilleure connaissance de l'Hydrologie de ce cours d'eau, parmi lesquels la Monographie du Fleuve Gambie et d'autres rapports d'experts et de bureaux d'études internationaux.

Dans ce mémoire de Diplôme d'Études Approfondies, nous mettons l'accent sur les débits caractéristiques que nous avons utilisés comme seuils pour définir les déficits. Nous nous sommes limités à la station de Kédougou. Le rapport comprend est divisé en trois chapitres

Dans le chapitre I, nous avons présenté le cadre physique.

Au deuxième chapitre sont déterminées les séries des débits caractéristiques, modules et débits maximaux dont nous avons étudié l'évolution interannuelle sur la période 1970-1992. Les tests statistiques d'indépendance et d'homogénéité leur ont été appliqués. Deux lois ont été ajustées à ces échantillons. Les quantiles et leurs intervalles de confiance ont été calculées à partir de la loi retenue à partir du test d'adéquation du Chi-deux.

Le troisième chapitre concerne l'étude du tarissement. Trois méthodes ont été utilisées pour calculer les coefficients de tarissement. L'accent a été ensuite mis sur leur évolution interannuelle sur la période d'études. Les étiages ont ensuite été définis à partir des seuils hydrologiques définis à partir du quantile décennal faible des DCC, et DC1, puis à partir du débit nécessaire à la production d'électricité. Les déficits correspondant à ces seuils ont été analysés en terme de gestion des ressources en eau

CHAPITRE I

PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE DE LA REGION D'ETUDE

I. 1. Cadre physique.

Le bassin du fleuve Gambie est situé sur la façade atlantique de l'Afrique Occidentale. Il s'étend sur une superficie de 77 054 Km² répartie principalement entre trois pays :

- la Guinée : 11 866 Km² ;
- le Sénégal : 54 631 Km² ;
- la Gambie : 10 556 Km² .

Une faible partie, 16 Km², se trouve en Guinée Bissau.

Le bassin du fleuve Gambie se situe entre les parallèles 11°22 N et 14°40 N et entre les méridiens 11°13 W (Fouta-Djalou) et 16°42 W (à Banjul au niveau de l'embouchure). Il a une orientation grossièrement SE-NW en amont et E-W vers l'aval à l'entrée du bief maritime (en territoire gambien).

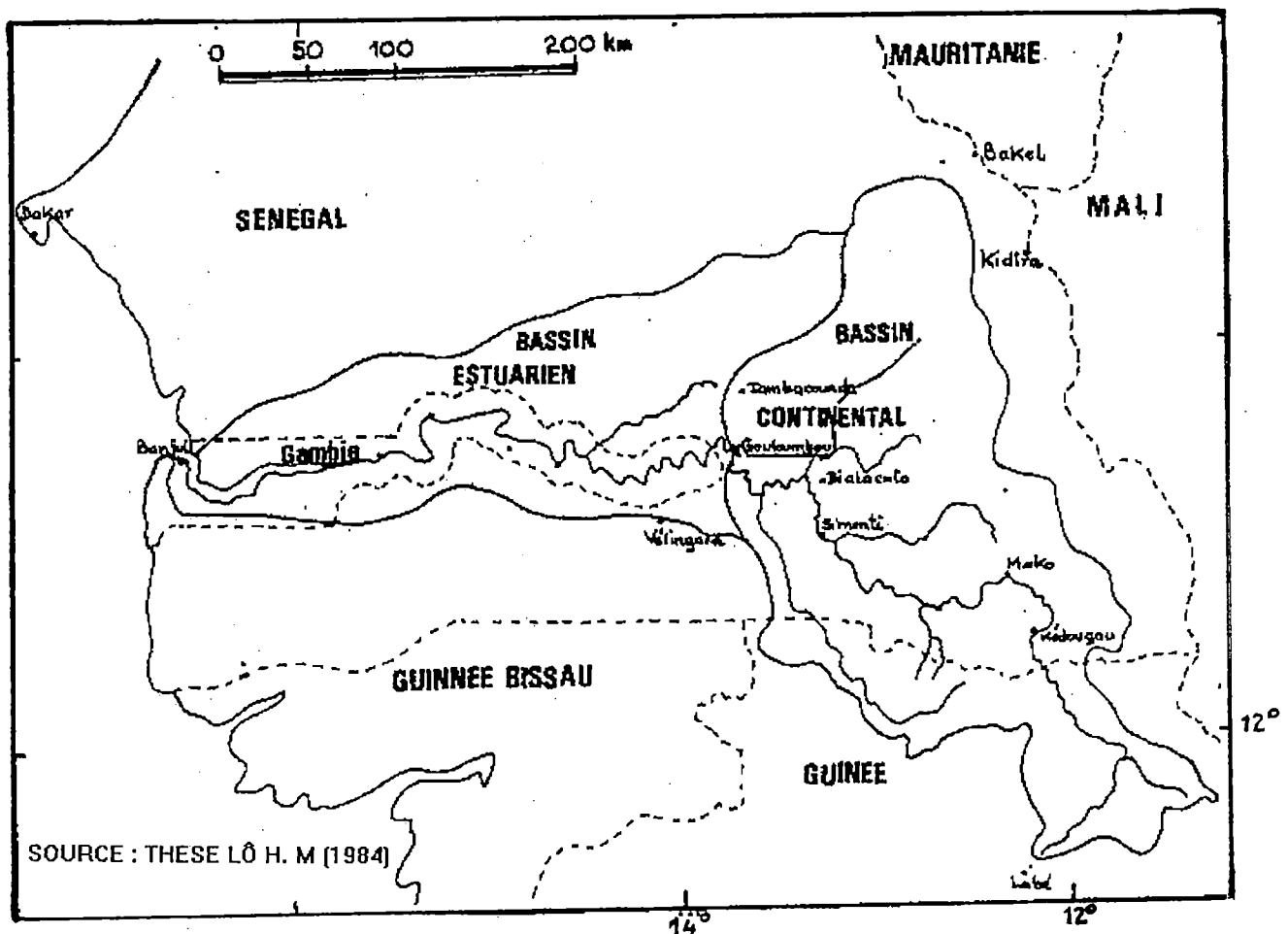


Figure I. 1 : Bassin versant du Fleuve Gambie.

Le bassin du fleuve peut être divisé en deux parties (Michel P., Lô H. M., 1984 dans Lamagat J. P. et al.) suivant le régime du fleuve :

- le bassin continental du Fouta-Djalou jusqu'à Gouloumbou près de la frontière Sénégal-Gambie ;

- le bief maritime en aval de Gouloumbou soumis aux influences marines.

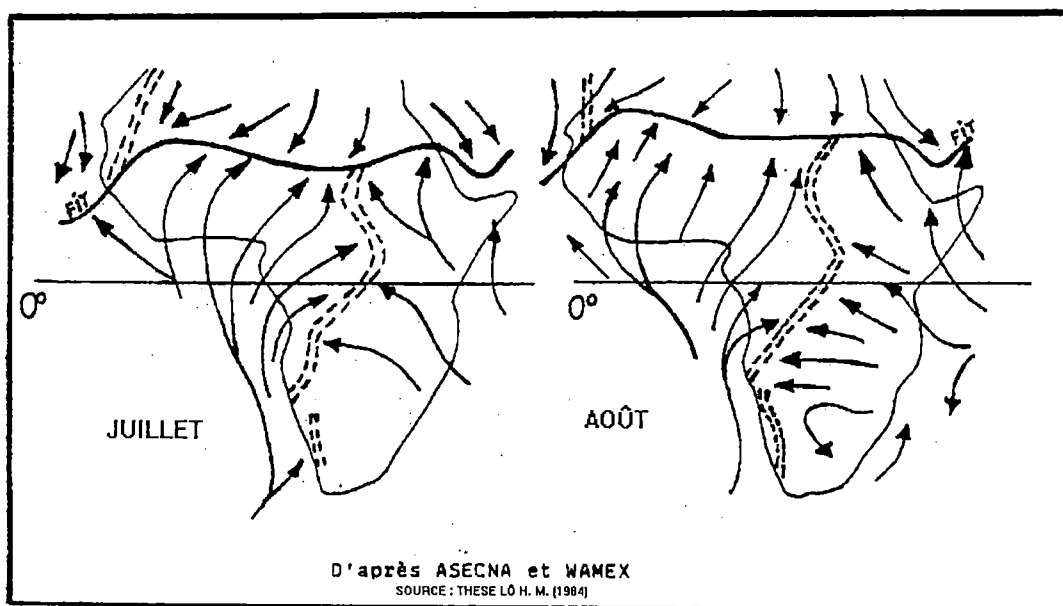
I. 2. Climat - Régime hydrologique.

Le bassin du fleuve Gambie se trouve dans le domaine du climat soudanien entre les isohyètes 500 mm et 1250 mm. Le régime pluviométrique est unimodal avec deux saisons bien marquées :

- une saison sèche (7 à 8 mois au Nord du bassin : Ferlo ; 3 à 4 mois au Sud : Fouta-Djalon) ;
- une saison des pluies plus longue au Sud qu'au Nord (Lamagat J. P., Albergel J. et al.).

L'extrémité Nord du bassin possède les caractéristiques du climat sahélien, l'extrémité Sud fait partie du domaine du climat guinéen (Fouta-Djalon).

Le climat du bassin du fleuve est soumis à l'influence de la mousson du golfe de Guinée. Sa mise en place est tributaire des mouvements de masses d'air venant du Nord (l'Harmattan : courant de masses d'air chaud et sec en provenance de l'anticyclone sahélien des Açores) et du Sud (la mousson : courant de masses d'air chaud et humide en provenance de l'anticyclone de Sainte-Hélène venant du golfe de Guinée dans l'Atlantique).



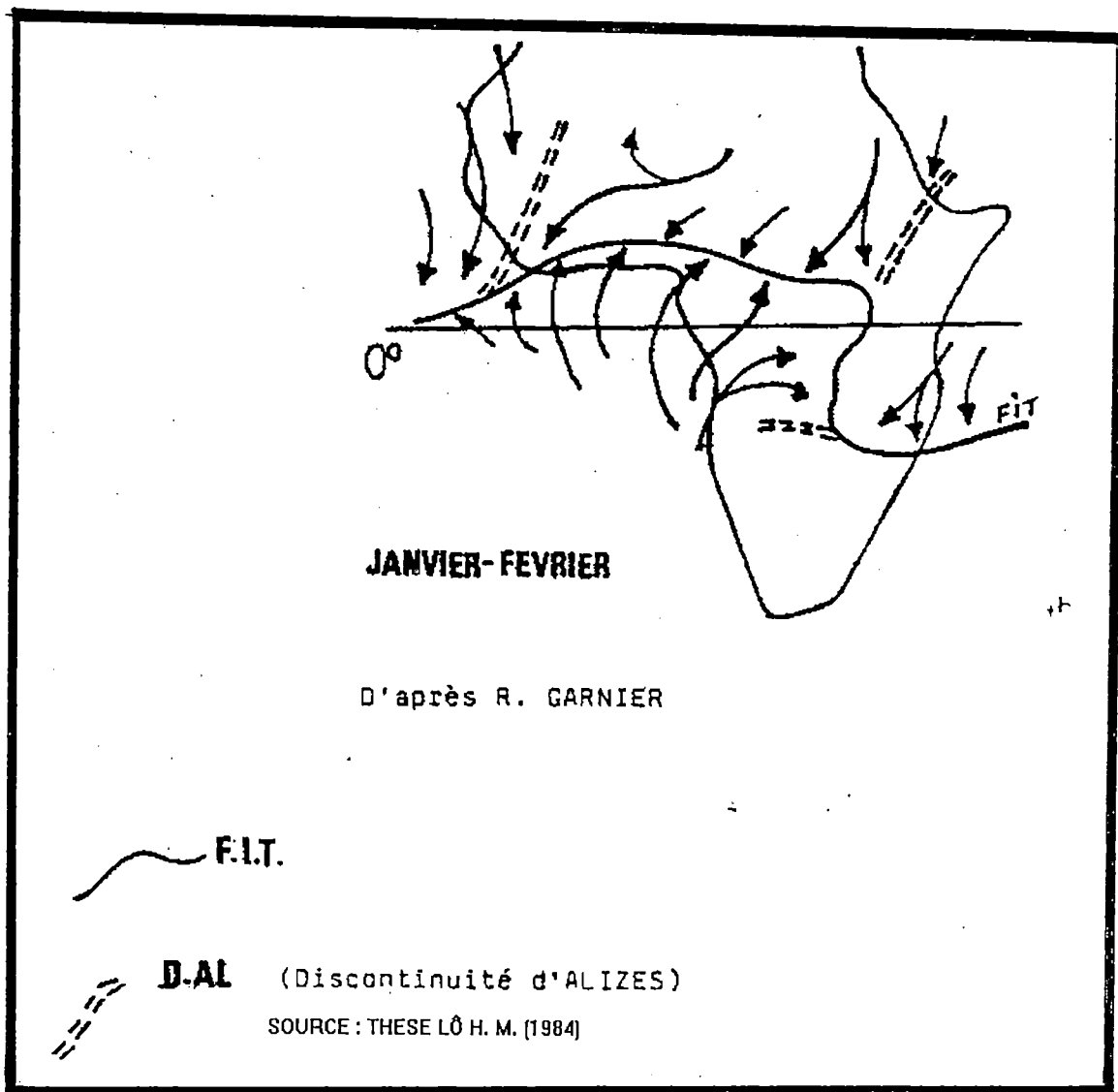


Figure I. 2 : Position du F.I.T. et circulation de surface.

Ces deux courants convergent vers une zone de basse pression constituant la Zone de Convergence Intertropicale (Z.C.I.T.) dont la ligne imaginaire au sol constitue le Front Intertropical (F.I.T.).

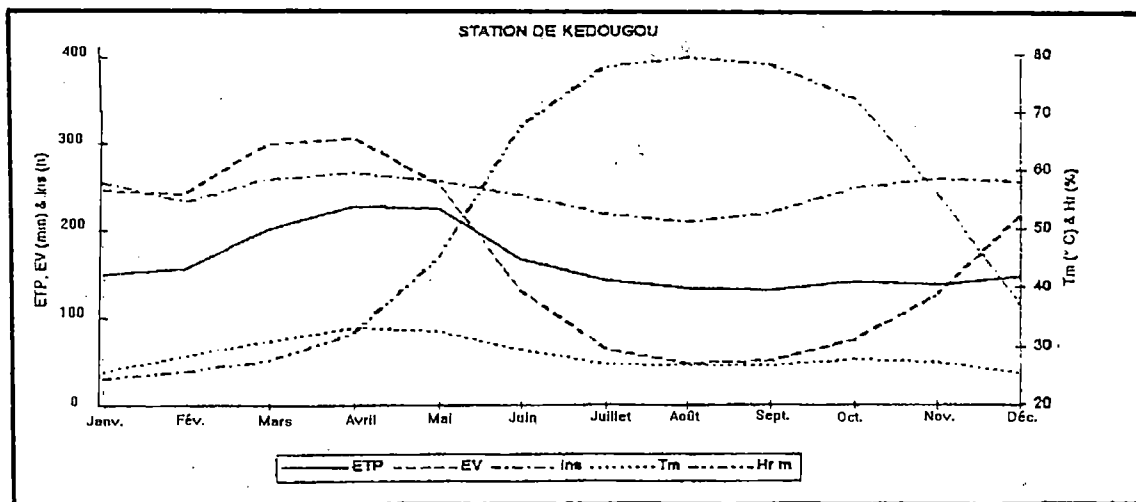
La position du F.I.T. dépend de la prédominance d'un type de courant sur l'autre. Le balancement du F.I.T. du Sud au Nord et du Nord au Sud conditionne l'alternance de la saison sèche et de la saison des pluies.

A la station de Kédougou, les températures sont relativement élevées. Les moyennes mensuelles ont des valeurs importantes entre Mars et Mai., période pendant laquelle les températures maximales dépassent 38°C . Ce qui correspond à des températures moyennes dépassant les 30°C .

Le tableau ci-dessous montre l'évolution mensuelle de quelques variables climatiques: température moyenne (maximum, minimum et moyenne), évapotranspiration potentielle (ETP), l'évaporation (Ev), l'insolation (Insol.), l'humidité relative moyenne (Hrm) (Konaté L.,1998) :

Mois	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Moy.
Tx	33.8	36.9	38.6	40.2	38.9	34.9	31.6	31.6	32.1	33.8	35.1	33.9	35.1
Tn	18.0	20.1	23.6	26.4	26.4	24.1	22.4	21.8	21.6	21.8	19.6	17.1	21.9
Tm	25.88	28.49	31.09	33.27	32.63	29.52	26.98	26.72	26.86	27.77	27.35	25.52	28.5
Evap	246.5	242.0	299.2	305.8	252.2	129.6	63.9	48.3	50.8	74.2	124.0	214.6	170.9
Ins.	254.7	232.4	259.4	264.8	256.8	240.0	217.8	208.5	218.2	247.0	257.8	253.4	242.5
HRm	24.7	25.9	27.8	32.2	45.0	67.8	78.3	79.9	78.7	72.7	55.8	36.8	52.1

Tableau 1 : Moyennes mensuelles de Température (Tm) ; d'Évaporation (Ev.) ; d'Insolation (Insol.) et d'Humidité Relative moyenne (HRm).



SOURCE : THESE KONATÉ L. (1998)

Figure I. 3 : Évolution mensuelle de la température moyenne (Tm), de l'évaporation (Ev), de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de l'humidité relative moyenne (Hrm) à la station de Kédougou.

Le régime du Fleuve Gambie est étroitement lié à celui des précipitations. Il se caractérise par une période de hautes eaux correspondant à la saison des pluies, et une période de basses eaux, coïncidant avec l'arrêt des pluies.

I. 3. Relief et profil en eau.

Le fleuve Gambie prend sa source dans la région montagneuse du Fouta-Djalou aux environs de Labé à 1125 m d'altitude. Il traverse ensuite le Sénégal Oriental, région de collines (400 m d'altitude) et de plateaux (20 m d'altitude). A Gouloumbou juste avant son entrée dans le territoire gambien, le fleuve est pratiquement au niveau de la mer avec un fond en dessous du zéro marin au pont de Gouloumbou. Le régime y étant soumis à l'influence de la marée.

Le fleuve Gambie a une longueur d'environ 1150 Km ; il arrose trois pays dans les proportions suivantes : 205 Km en Guinée, 485 Km au Sénégal et 460 Km en Gambie.

La pente du cours d'eau et de ses principaux affluents est généralement assez élevée en amont dans la région montagneuse du Fouta-Djalou (2.5% entre la source et le point kilométrique 1149) et diminue progressivement en aval pour atteindre des valeurs très faibles à partir de Gouloumbou (figure I-4).

I. 4. Réseau hydrographique.

Le réseau hydrographique est assez dense dans le bassin continental (figure I-5). Cette densité diminue au fur et à mesure que l'on s'approche du bief maritime dans lequel les contributions des affluents à l'écoulement sont très faibles.

Entre sa source et la station de Gouloumbou, le fleuve reçoit un grand nombre d'affluents dont les plus principaux sont

- sur la rive droite : le Diaguéri (juste en aval de Kédougou), le Niokolo-Koba (PK 650), le Niéri-Ko (PK 590) qui est le plus important affluent sur cette rive, le Sandougou (affluent secondaire) ;
- sur la rive gauche : le Tiokoye (PK 790), le Diarha (PK 770), la Koulountou (PK 542), qui est l'affluent le plus important du Fleuve Gambie.

Le bassin maritime ne comporte pas d'affluents importants. L'alimentation du fleuve y étant assurée par les eaux de pluie qui tombent directement sur le cours d'eau.

I. 5 . Sols - Végétation.

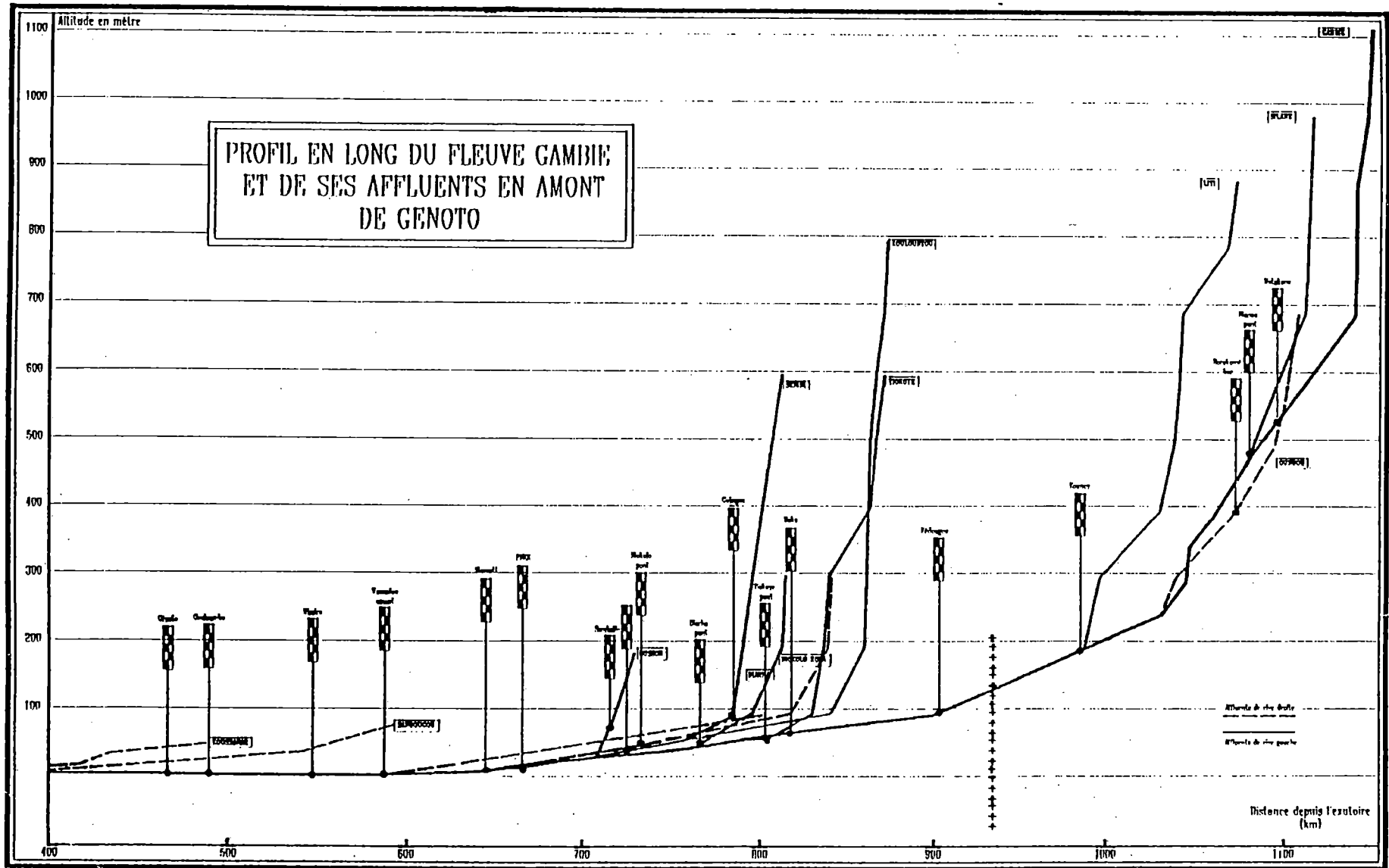
Lamagat J. P., Albergel J. et al. qualifient l'Afrique de l'Ouest comme "pays de vieilles plates-formes". Cette partie de l'Afrique est formée de paysages plus ou moins homogènes d'Ouest à l'Est avec des variations perceptibles en partant du Nord au Sud. Cette évolution est due à une différence de sols entre le Nord et le Sud, différence qui est d'autant moins importante que l'on passe d'Est à l'Ouest. Toutefois, cette évolution n'a pas affecté le sol de façon

significative au point que nous ne remarquons qu'une légère différence de sols entre le Nord et le Sud du bassin.

Ainsi nous pouvons voir que, dans l'ensemble, nous avons des sols squelettiques et ferrallitiques peu évolués. Ces sols passent de sols ferrallitiques squelettiques vers le Nord du bassin versant à des sols hydromorphes plus ou moins organiques vers le Sud. "La pédogenèse est, essentiellement, à couverture kaolinique et à sesquioxydes de fer, avec quelques hauts secteurs à accumulation bauxitique et de rares dépressions à tendance vertique."

Parallèlement à cette évolution pédologique observée plus haut, une évolution de la végétation peut être observée en ce qui concerne la végétation le long du bassin. Cette évolution se fait du Nord au Sud en passant des steppes sahéliennes au Nord du bassin, dans le Ferlo, vers des forêts au Sud (essentiellement en Guinée). Entre ces deux zones occupant les limites du bassin versant, on trouve une savane arborée et arbustive de type soudanien. Il s'agit là des peuplements végétaux zonaux c'est-à-dire qui se répartissent préférentiellement par zone le long du bassin.

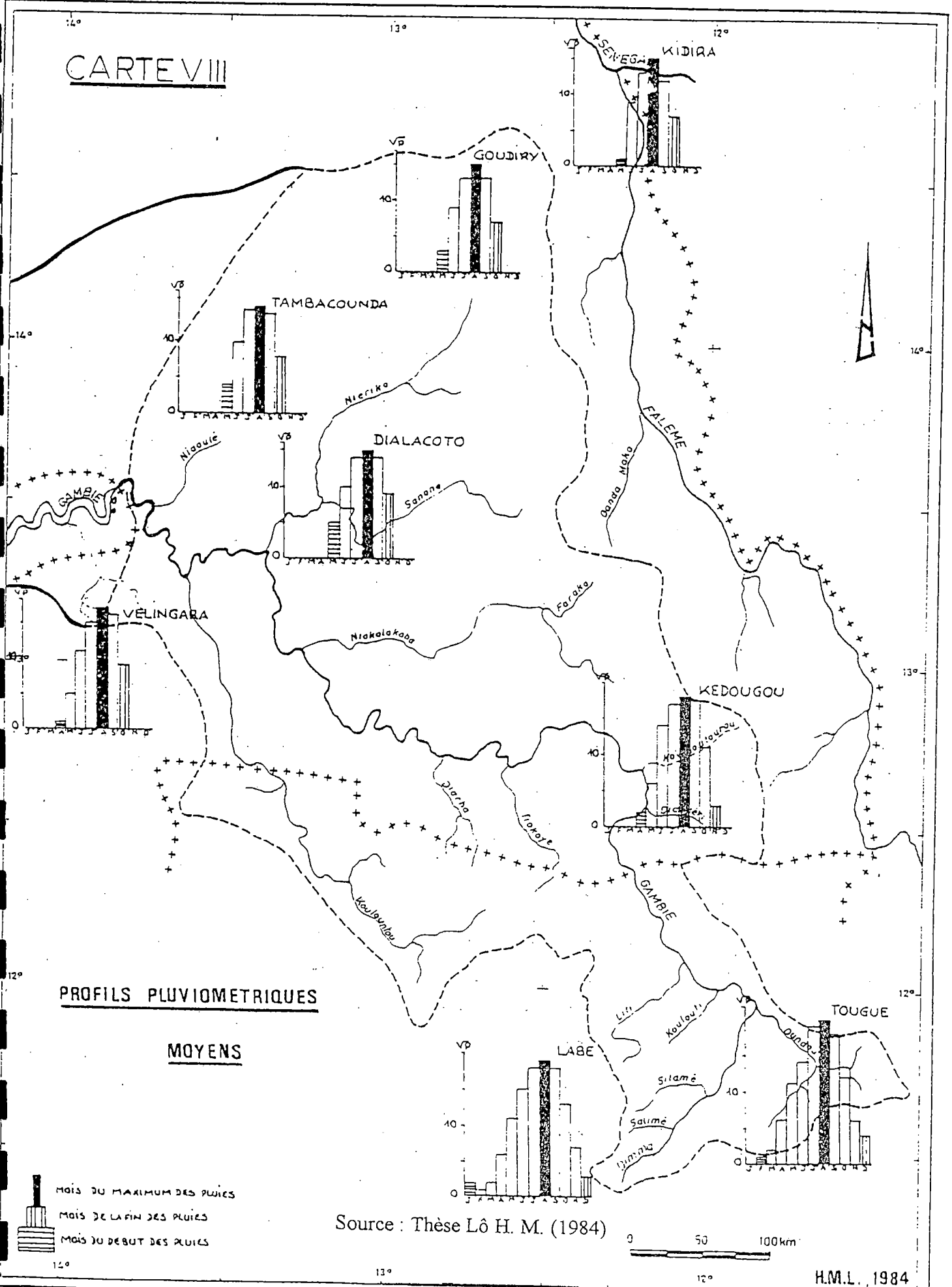
En dehors de ce type de végétaux zonaux, il existe des peuplements azonaux qui ne présentent pas de zonalité dans leur répartition et qui sont repartis dans l'ensemble du bassin versant sans aucune préférence.



Sources : Lamagat et al. (Monographie Hydrologique du Fleuve Gambie)
Figure I. 4 : Profil en long du Fleuve Gambie et de ses affluents

LE BASSIN DE LA GAMBIE EN AMONT DE GOULOUMBOU

CARTE VIII



PROFILS PLUVIOMETRIQUES

MOYENS

MOIS DU MAXIMUM DES PLUIES

 MOIS DE LA FIN DES PLUIES

 MOIS DU DEBUT DES PLUIES

Source : Thèse Lô H. M. (1984)

0 50 100 km

H.M.L., 1984

Figure I-5 : Carte du réseau hydrographique

I. 6 . Contexte géologique du bassin versant du Fleuve Gambie Gambie.

Le bassin du fleuve Gambie, partie du grand bassin sénégal-mauritanien, est constitué de plusieurs ensembles structuraux. Les formations géologiques qui le constituent sont de plus en plus récentes de l'Est vers l'Ouest c'est-à-dire de l'amont vers l'aval. On passe ainsi des formations du socle à des terrains sédimentaires.

Ainsi, à l'Est de la longitude 12°E, le craton ouest-africain est constitué d'un socle granitique précambrien de la boutonnière de Kéniéba. Ces terrains ont connu trois phases orogéniques successives : archéenne (2700 Ma B.P.), birrimienne (1800 Ma B.P.) et panafricaine (500-650 Ma. B.P.) marquées par une grande incidence sur la géologie et la configuration du réseaux hydrographique de la région.

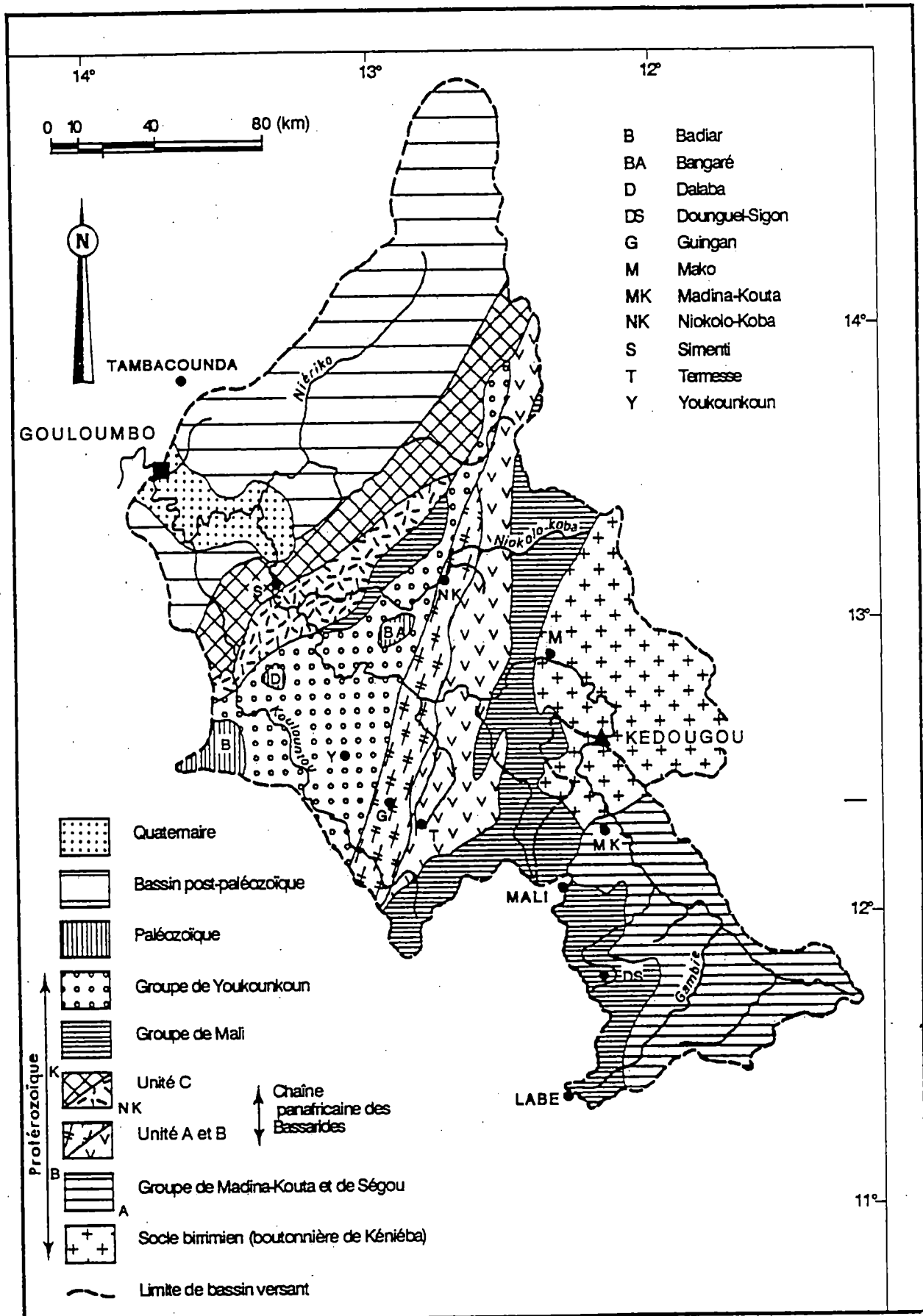
Le bassin continental de la Gambie, situé au Sud-Est du bassin sénégal-mauritanien, est constitué de 7 ensembles structuraux répartis comme suit (figure I.6) :

- le socle birrimien qui affleure au niveau de la boutonnière de Kéniéba ;
- le bassin protérozoïque de Madina-Kouta ;
- la chaîne panafricaine I des bassarides ;
- les bassins mollassiques allant du protérozoïque terminal au paléozoïque inférieur constituant de Mali et de Youkounkoun ;
- le bassin cambro-dévonien de Bové ;
- les venues doléritiques du lias et du trias ;
- le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien.

A Mako et Kédougou le socle birrimien est formé de séquences sédimentaires et volcano-sédimentaires avec des passés volcaniques. Ces roches ont été fortement plissées, métamorphisées et injectées de roches granitiques pendant l'orogénèse éburnéenne. On trouve ainsi des séries métamorphiques de schistes verts, de grauwackes et de roches volcaniques basiques (tufs, jaspes, ophiolites). Cet ensemble constitue la boutonnière de Kéniéba (Lamagat J. P., Albergel J. et al.).

Le socle est bordé par d'épaisses couches sédimentaires reposant en discordance sur les séries métamorphiques birrimiennes. Il s'agit de la couverture sédimentaire du bassin de Madina-Kouta qui occupe la partie Sud-Est du bassin versant continental de la Gambie. Ce bassin est masqué de façon discordante par une couverture protérozoïque terminale constituée de formations mollassiques du groupe de Mali.

A l'Est ces terrains font place à des formations sédimentaires très anciennes du bassin de Taoudéni faiblement plissées. Ces formations sont d'âge protérozoïque supérieur à paléozoïque.



Sources : Lamagat et al. (Monographie Hydrologique du Fleuve Gambie)

Figure I-6 : Géologie du bassin continental

La chaîne Panafricaine des Bassarides, au Nord de la boutonnière de Kéniéba a une orientation Nord-Sud au Nord, orientation qui forme deux branches de direction respective NNE - SSW au Sud (branche Est) et NE - SW (branche Ouest).

La branche Est de la Falémé est, dans la partie Est, une marge continentale passive caractérisée par une sédimentation détritique constituée de shales, de grès arkoses, conglomérats, tillites; à l'Ouest on trouve un prisme d'accrétion de marge continentale montrant des séquences volcaniques et détritiques plus métamorphosées.

La branche Ouest de la chaîne des bassarides est une marge continentale active correspondant à la chaîne des Mauritanides.

Les faciès sont très variés dans cette chaîne et marqués par un métamorphisme développé à des degrés divers avec un magmatisme calco-alcalin. On peut y mettre en évidence des roches volcaniques, volcano-détritiques et ignées de milieux continentaux ou marins.

Les dépressions issues de cette déformations sont comblées par des sédiments fournis par la pénéplation de la chaîne des bassarides formant ainsi les groupes de Mali et de Youkounkoun qui sont peu plissés, non métamorphiques, non pourvus de faciès volcanique et reposant en discordance d'érosion sur les roches de la chaînes des bassarides, sur celles de la boutonnière de Kéniéba et sur le groupe de Madina-Kouta. On passe d'un faciès de flysch verdâtre et homogène argilo-gréseux à des faciès molassiques d'eaux peu profondes avec, assez souvent, présence des sédiments glacières.

Ces roches sont surmontées de roches sédimentaires plus récentes du bassin de Bové. L'ensemble a subi une déformation (plis et failles) pendant la phase hercynienne lors de la compression correspondant à la collision Afrique-Amérique (OMVG, Hydro-Québec International et Orgatec-Eurosoft & Dessau international, Mai 1996).

Les dolérites se sont mises en place au Lias et au Trias dans toutes ces formations. La répartition de celles-ci est différente selon qu'elles ont traversées les roches granitiques et métamorphiques (peu de dolérites) ou les roches sédimentaires où elles sont plus représentées et constituent soit des sills, soit des dykes.

Du Mésozoïque à l'Oligocène au Cénozoïque s'est mis en place le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien constitué de sédiments plus ou moins consolidés d'une puissance d'environ 7 km. On peut voir des grès, argiles, calcaires, dolomies, silex caractéristiques des milieux fluvio-deltaïques et marins plus ou moins profonds. Au Maestrichtien il y a eu sédimentation de sables quartzeux qui forment de grands aquifères. A la fin de l'Éocène, une régression a fourni du matériel détritique par suite de l'érosion du haut bassin. Les produits de cette érosion se déposent sur les sédiments marins et forment le Continental Terminal.

I. 7. Réseau hydrométrique.

Le réseau hydrométrique comprend un certain nombre de stations hydrométriques équipées d'échelles limnimétriques. La plupart de ces stations se caractérisent par des courbes de tarages stables, compte tenu de la nature des formations géologiques des terrains sur lesquelles elles sont implantées (cf. figure I. 7).

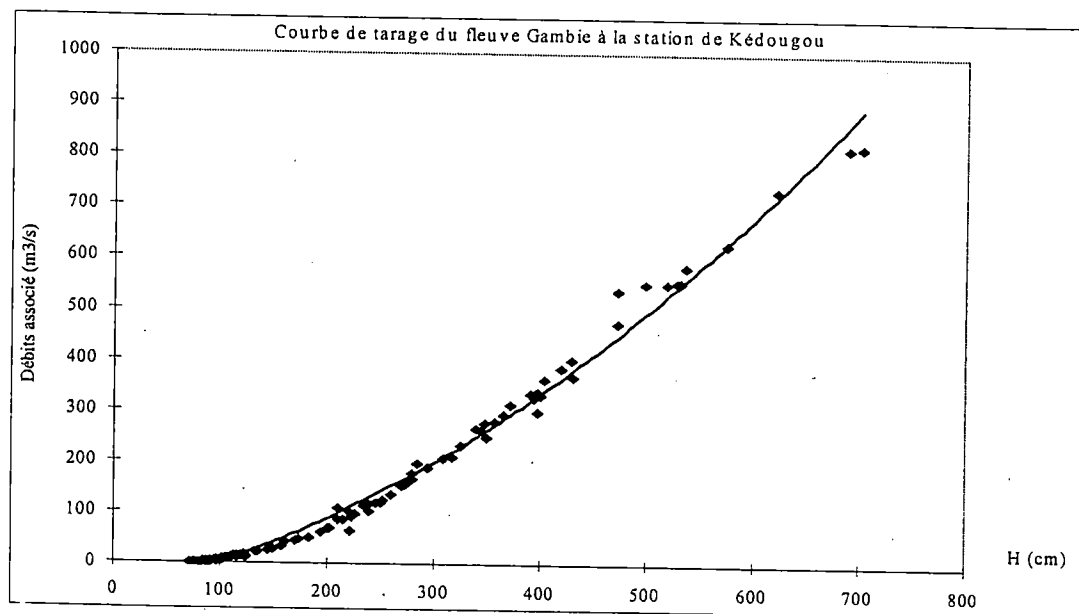


Figure I. 7 : Courbe de tarage du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

La lecture des échelles se fait plus ou moins régulièrement, de façon biquotidienne (le matin à 7 heures et le soir à 18 heures). Les hauteurs journalières se font à partir de la moyenne de ces deux lectures; elles sont transformées en débits à partir des courbes de tarage.

I. 8. Hydrogéologie du bassin versant du Fleuve Gambie.

Le fleuve Gambie est principalement alimenté par deux nappes d'âge différent et ayant une localisation différente. Il s'agit de la nappe de terrains cristallins au Sud-Est du bassin c'est-à-dire en amont du bassin versant et de la nappe sédimentaire localisée dans le bassin sénégalais plus en aval.

La nappe formée de terrains anciens cristallins ne présente pas de nappes phréatiques importantes. Les terrains imperméables y rendent les aquifères discontinus. On note la présence de nappes perchées souvent bien alimentées: "les cuirasses, très perméables reposent sur une couche-mère imperméable: de nombreuses sources jalonnent les abords des plateaux cuirassés." (Lamagat J. P., J. Albergel et al.).

Le bassin sédimentaire, quant à lui, contient deux grandes nappes phréatiques de grande importance au point de vue agricole et pour tous les besoins des populations riveraines.

Parmi ces nappes, nous pouvons citer la nappe maestrichtienne qui affleure à l'extrémité Est du bassin sédimentaire. C'est de là qu'il reçoit son alimentation. Ce bassin se trouve à des profondeurs comprises entre -200 et -400 m dans le centre du bassin sédimentaire. Il fournit un débit d'environ 0.4 l/s/Km^2 .

En plus de cette nappe maestrichtienne, on trouve également une nappe de terrains plus récents du Continental Terminal. Il occupe tout le bassin continental de la Gambie. En partant de sa zone de contact avec le socle vers l'Ouest vers l'Est, son altitude diminue très sensiblement passant de 50 à 70 m (au niveau de la zone de contact avec le socle) à 0 m environ vers Mako, Tambacounda et Matam. Il existe des altitudes encore plus faibles dans le Ferlo central.

La nappe est alimentée principalement par la pluie au Sud. Elle fournit l'essentiel des eaux des petits affluents de la Gambie avec des débits de l'ordre de $1.4 \text{ l.s}^{-1} \cdot \text{Km}^{-2}$ (Synthèse des études hydrauliques, Pitaud G., D.E.H., Dakar, 1983 dans Lamagat J. P., Albergel et al.).

Toutefois il existe d'autres nappes d'importance moindre entre ces deux principales nappes. On peut noter en particulier la nappe du Miocène en Gambie et en Casamance centrale. Ces deux nappes sont relativement homogènes avec des débits plus ou moins réguliers qui diminuent fur et à mesure qu'on va vers l'aval.

I. 9. Données disponibles.

La plupart des données utilisées dans ce mémoire proviennent du Ministère de l'Hydraulique et de l'IRD (Centre de Dakar Hann). Il s'agit essentiellement de débits moyens journaliers. La caractérisation du bassin a été faite à partir de la Monographie du Fleuve Gambie (Lamagat et al).

CHAPITRE II

**ÉTUDE STATISTIQUE DE LA VARIABILITÉ CLIMATIQUE ET DU
RÉGIME DES ÉCOULEMENTS DU FLEUVE GAMBIE A LA STATION
DE KEDOUGOU**

II. 1. Introduction

Le bassin du fleuve Gambie a un régime hydrologique fortement tributaire du régime pluviométrique de la région. La baisse des précipitations observée vers les années 1968 a eu des répercussions sur le régime d'écoulement du fleuve. Ce qui pose un réel problème d'utilisation rationnelle des ressources en eaux de ce cours d'eau.

Dans ce chapitre nous allons faire une étude de la variabilité du régime hydrologique du cours d'eau (en terme de débit) en mettant l'accent sur les débits caractéristiques. L'analyse statistique de ces débits caractéristiques sera ensuite effectuée. Elle permettra de déduire des seuils qui pourront servir^e de base à la détermination de critères d'utilisation rationnelle des ressources en eaux de la Gambie.

II. 2. Étude du régime des débits du Fleuve Gambie

Le régime du fleuve Gambie est étroitement lié à celui des précipitations, avec :

- une période de hautes eaux en saison des pluies entre Juillet et Septembre
- une période de basses eaux à partir du mois d'Octobre.

Les débits maximaux se produisent en général aux mois d'Août et de Septembre. Nous avons noté quelques années pour lesquelles ils se produisent en Octobre (1984 et 1987). Le cours d'eau est complètement à sec à Kédougou au mois d'Avril.

Les hydrogrammes de crues sont généralement très irréguliers, caractérisés par de nombreuses pointes (figure II-1). Ceci est en relation avec leur origine pluviale. Les figures II.1 reproduisent les hydrogrammes de crue à la station de Kédougou, pour une année excédentaire (1970-71) et pour une année déficitaire (1984-85). L'année 1977-78 n'a pas de particularité mais permet de voir la variabilité du régime du fleuve Gambie à la station de Kédougou. Ces débits sont donnés par rapport au module interannuel ($Q = 71.46m^3 \cdot s^{-1}$).

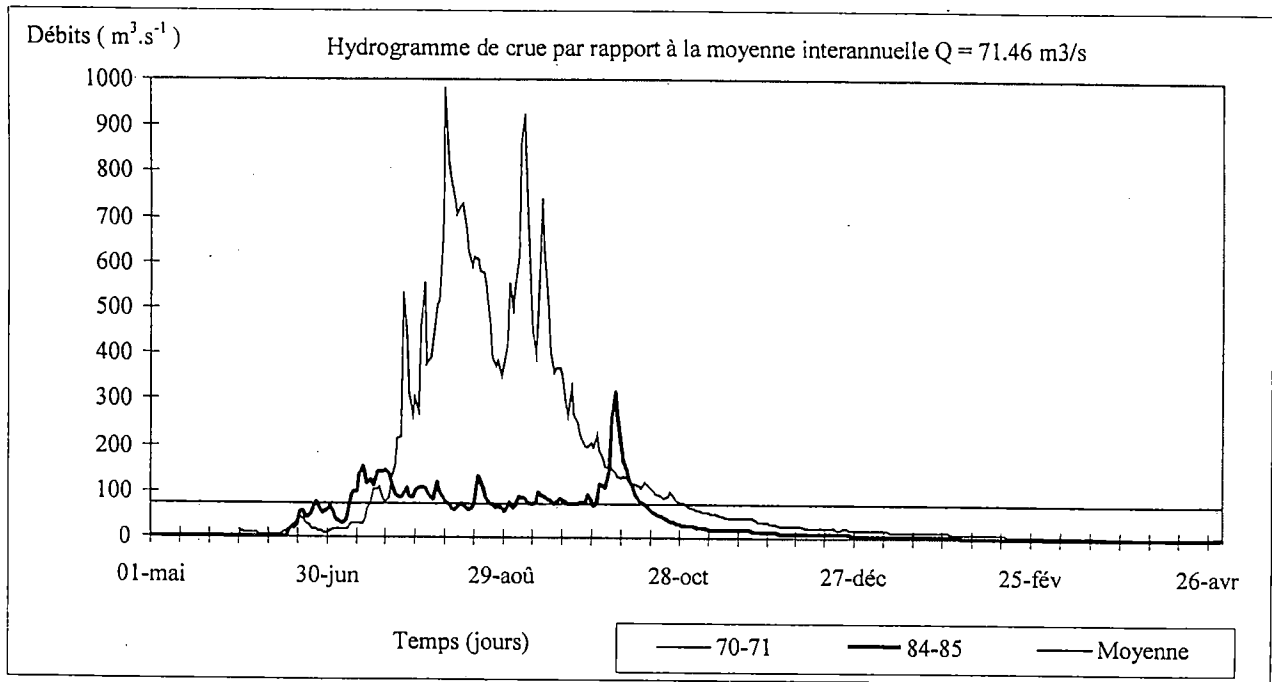


Figure II. 1 : Hydrogramme des crues du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

II. 2 . 1. Débits caractéristiques.

Les débits moyens journaliers sont obtenus à partir de la moyenne de deux hauteurs à l'échelle, le matin à 8 heures et le soir à 18 heures transformées en débits à l'aide de la courbe de tarage. L'hydrogramme de crue est la courbe de l'évolution annuelle des débits journaliers.

La série chronologique des débits moyens journaliers peut être classée en ordre décroissant sur toute la période des observations. La courbe ainsi obtenue sur une année hydrologique est appelée courbe des débits classés. Nous avons représenté ci-dessous celle de l'année hydrologique la plus abondante en terme d'écoulement (1970-71) et celle de l'année hydrologique la plus faible (1984-85) (figure II-2) :

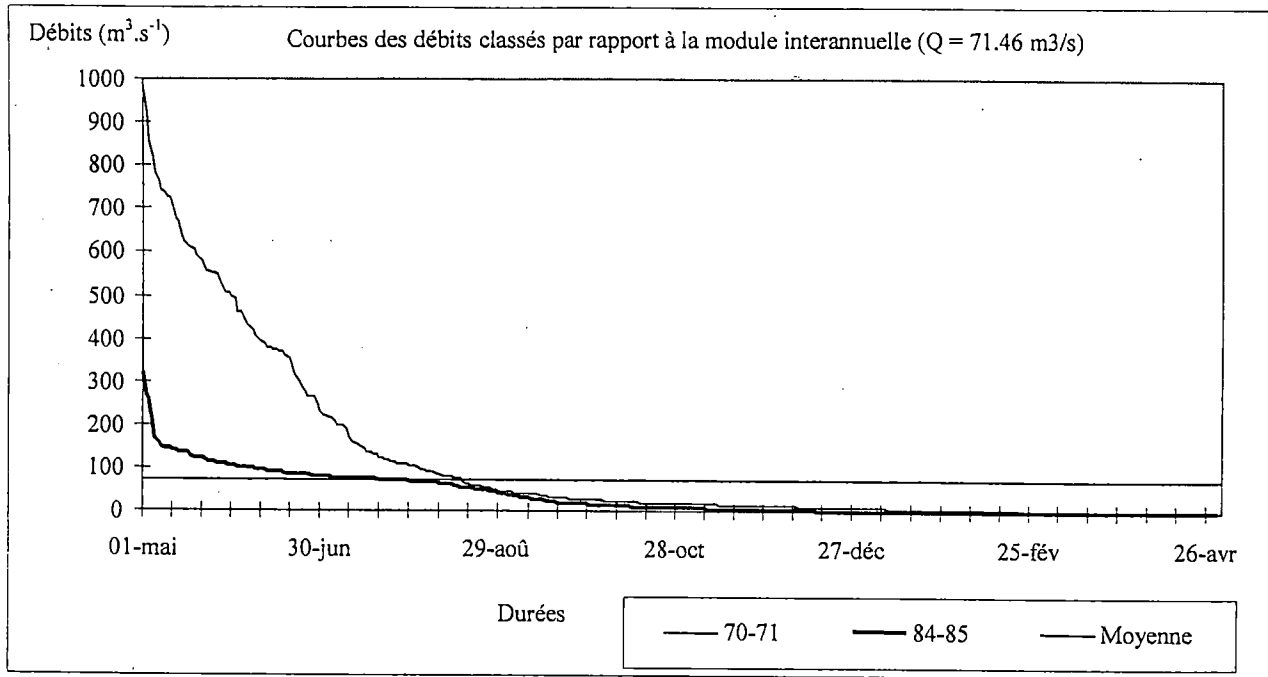


Figure II. 2 : Courbes des débits classés du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

A partir de cette courbe, nous pouvons définir les débits caractéristiques ci-dessous :

- débit maximum, Q_{max} , débit dépassé un jour dans l'année.
- débit caractéristique de crue, DCC, débit dépassé 10 jours dans l'année.
- le débit caractéristique d'étiage, DCE, débit dépassé 355 jours dans l'année. Il permet de caractériser la sévérité de l'étiage.
- les débits caractéristiques DC_n sont les débits dépassés n mois ($n = 1, 2, \dots, 10$) dans l'année. Ils permettent de caractériser l'importance de l'écoulement, année après année, d'une région donnée.

Tous ces débits jouent un rôle de premier plan dans la caractérisation d'une année hydrologique ou d'une longue chronique. C'est pour cette raison que nous consacrons un paragraphe à l'examen de l'évolution de ces variables hydrologiques.

II. 2. 2. Évolution interannuelle des débits caractéristiques et des modules.

Les figures II. 3. (a). ci-dessous montrent l'évolution interannuelle des débits caractéristiques et des modules annuels à la station de Kédougou. Ces débits connaissent une grande variabilité d'une année à l'autre. Sur la période d'observation, ces courbes mettent en évidence une tendance à la baisse des débits caractéristiques, qui traduit un déficit d'écoulement en relation avec le déficit pluviométrique observé à partir des années 1968. Toutefois , nous pouvons

signaler qu'il y a une légère reprise de l'écoulement au-delà de l'année 1984-1985, reprise qui n'est pas significative pour parler d'une augmentation de la pluviométrie.

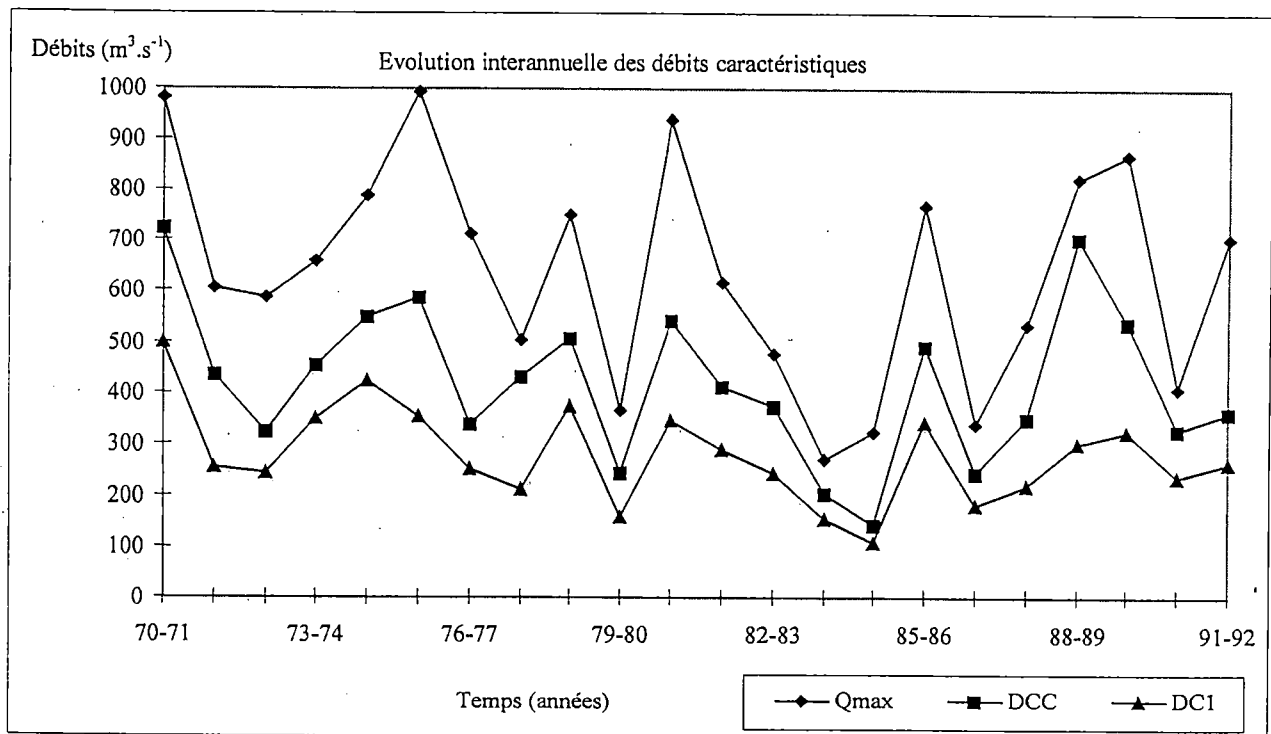
Cette tendance au déficit de l'écoulement est mieux mise en évidence en faisant un lissage à l'aide des moyennes mobiles des différents débits caractéristiques (cf. figures II. 3. b.). L'échantillon étant de taille réduite, nous avons calculé cette moyenne mobile sur cinq ans par la relation ci-dessous :

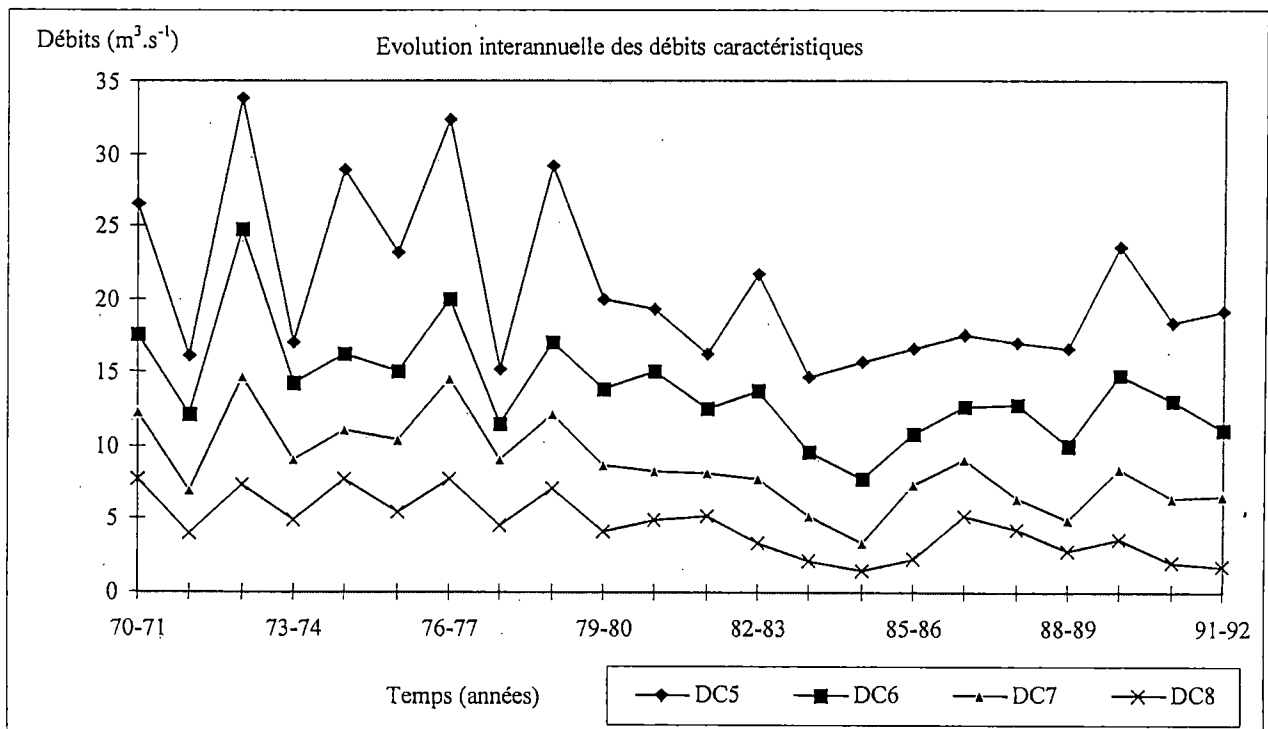
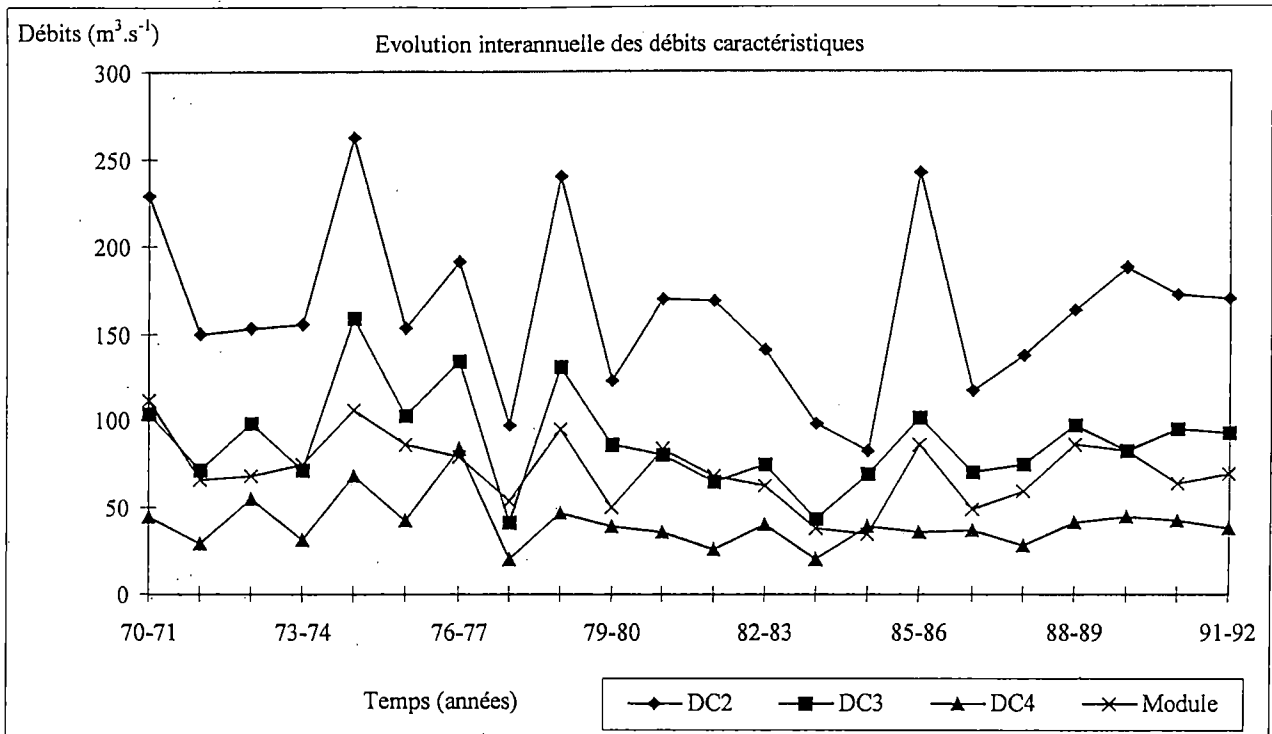
$$Q_m(j) = \frac{1}{5} \sum_{i=j-2}^{j+2} Q(i) \quad (1)$$

où $Q(i)$ est le débit caractéristique

$Q_m(j)$ est le débit caractéristique pondéré ou débit moyen mobile sur cinq ans.

j est le rang du débit caractéristique lissé, il prend les valeurs allant de 3 à $N - 2$ tandis que i prend les valeurs allant de 1 à N ($N = 22$) dans le cas de l'échantillon dont nous disposons).





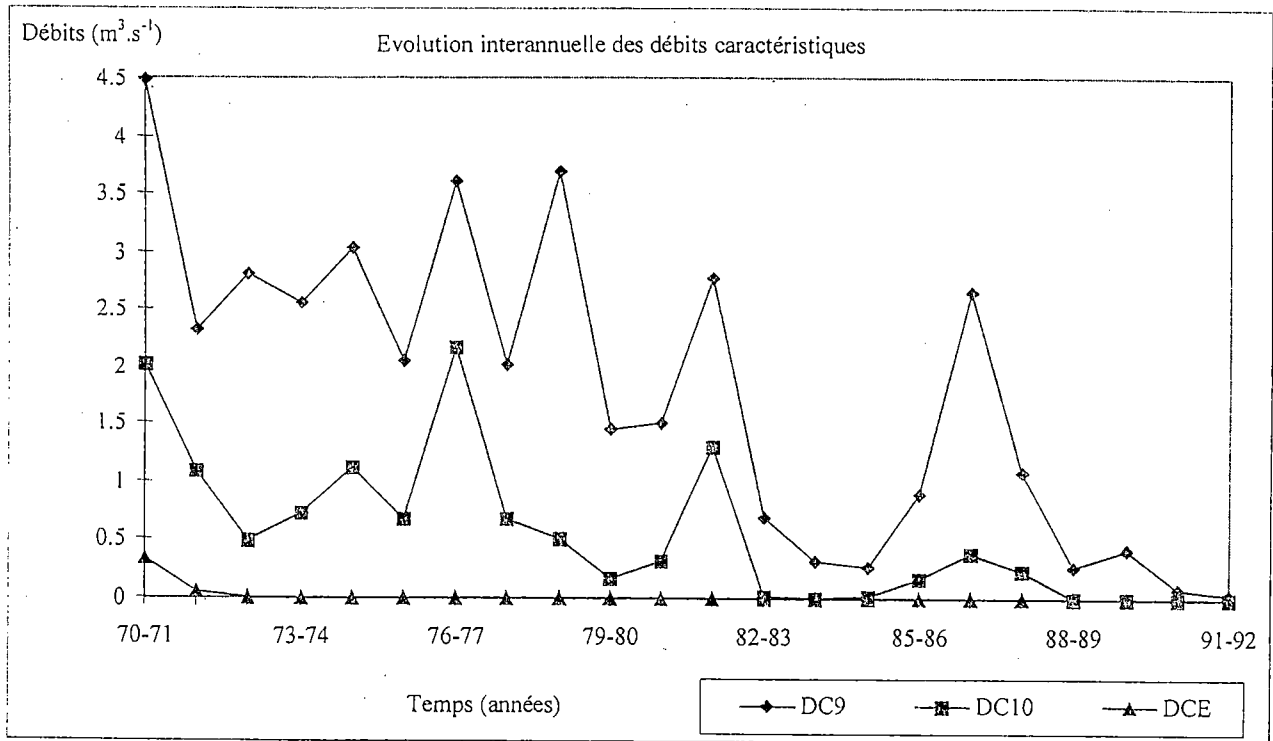
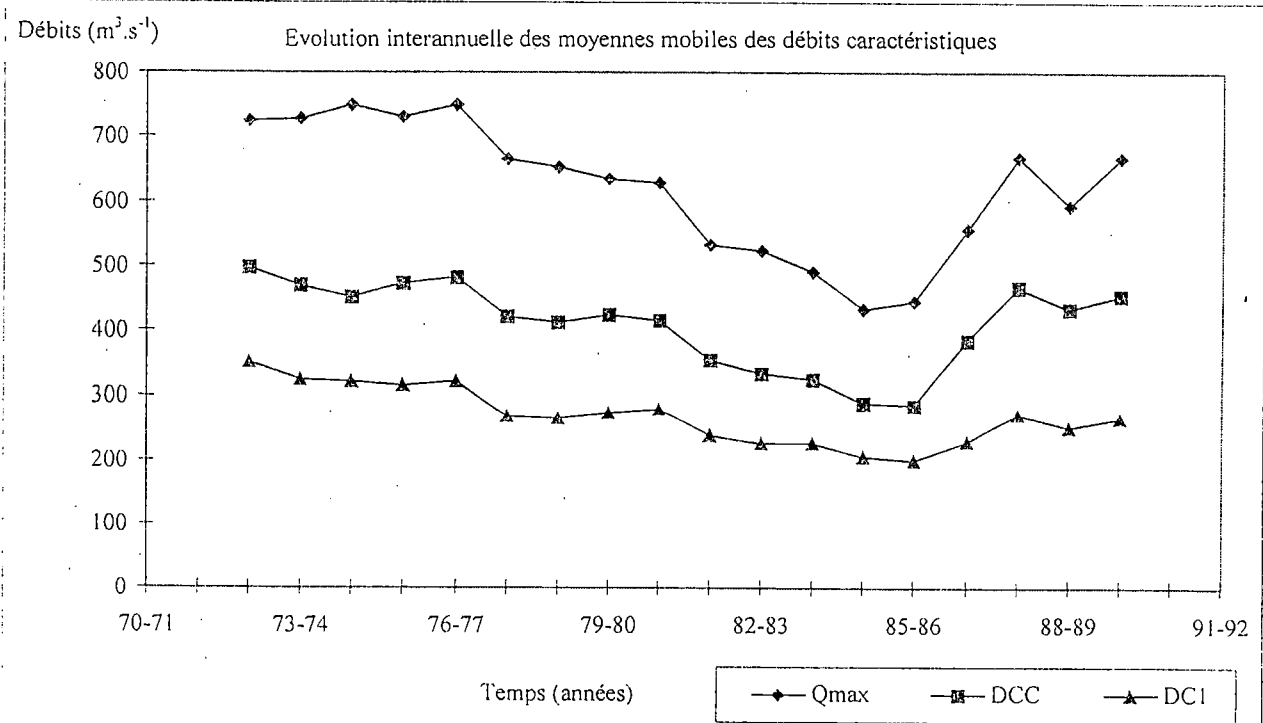
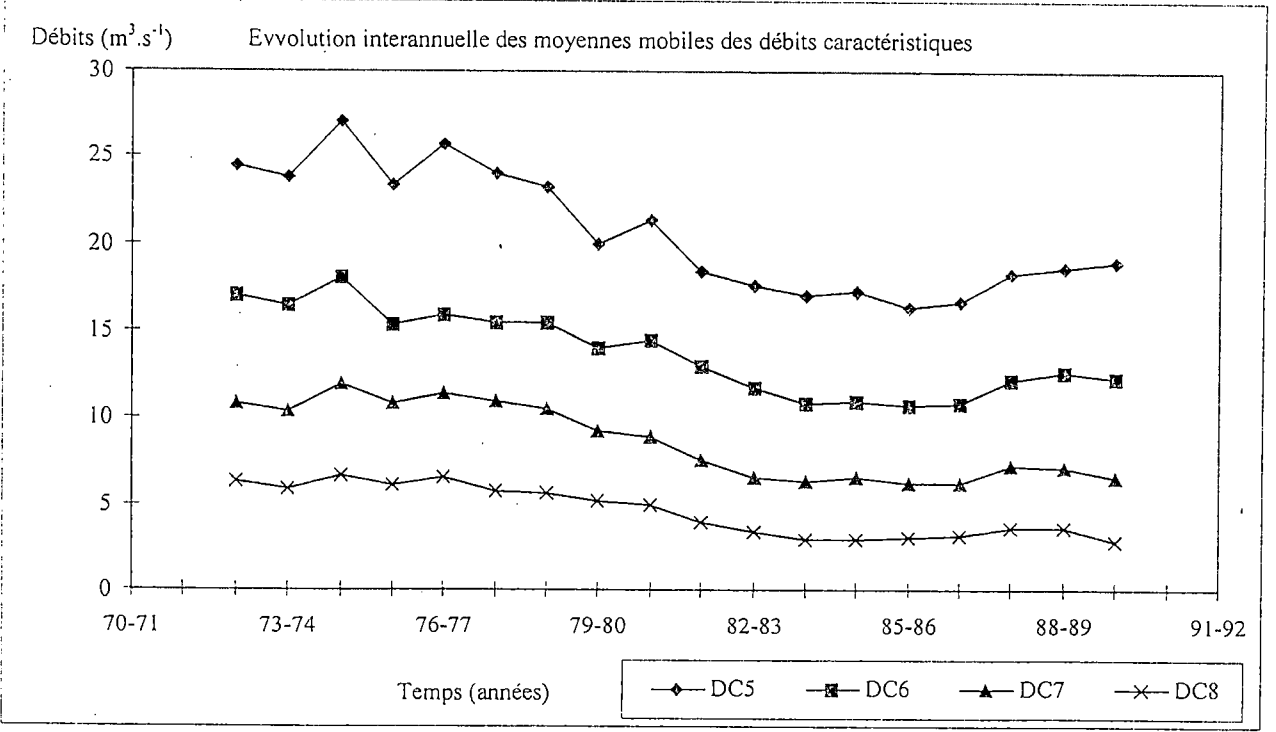
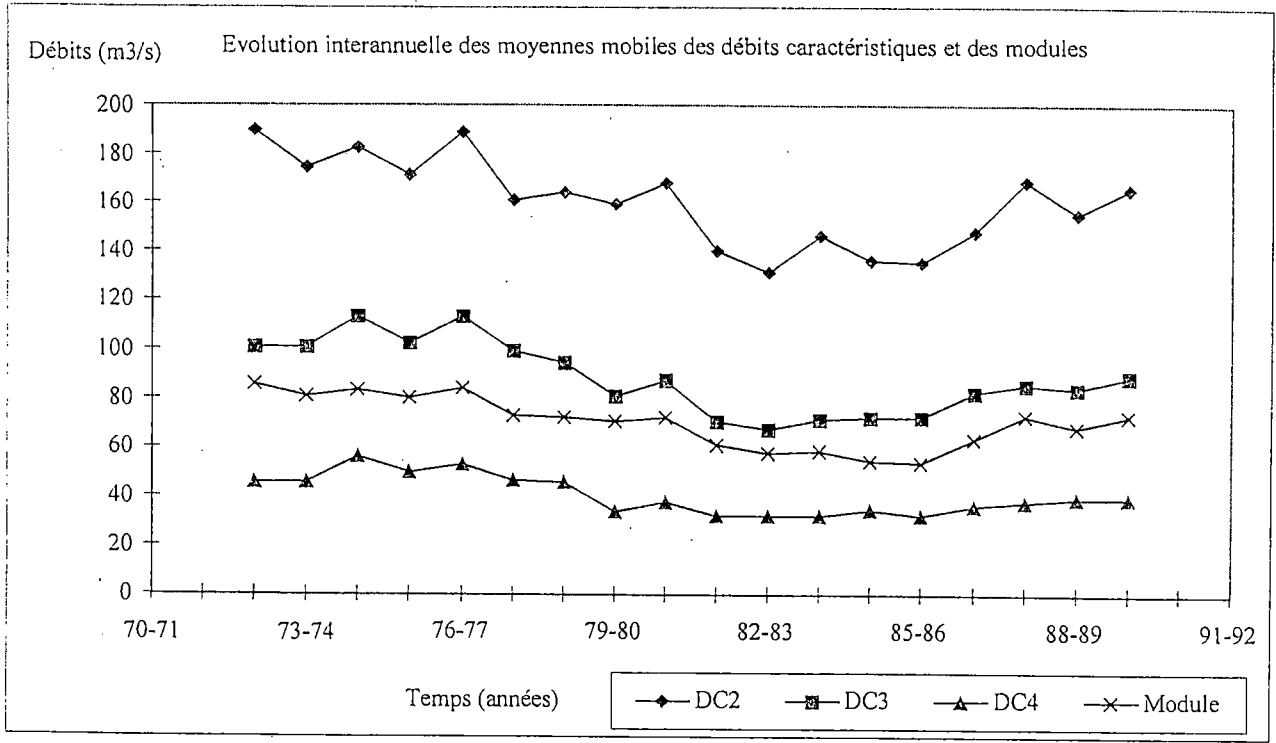
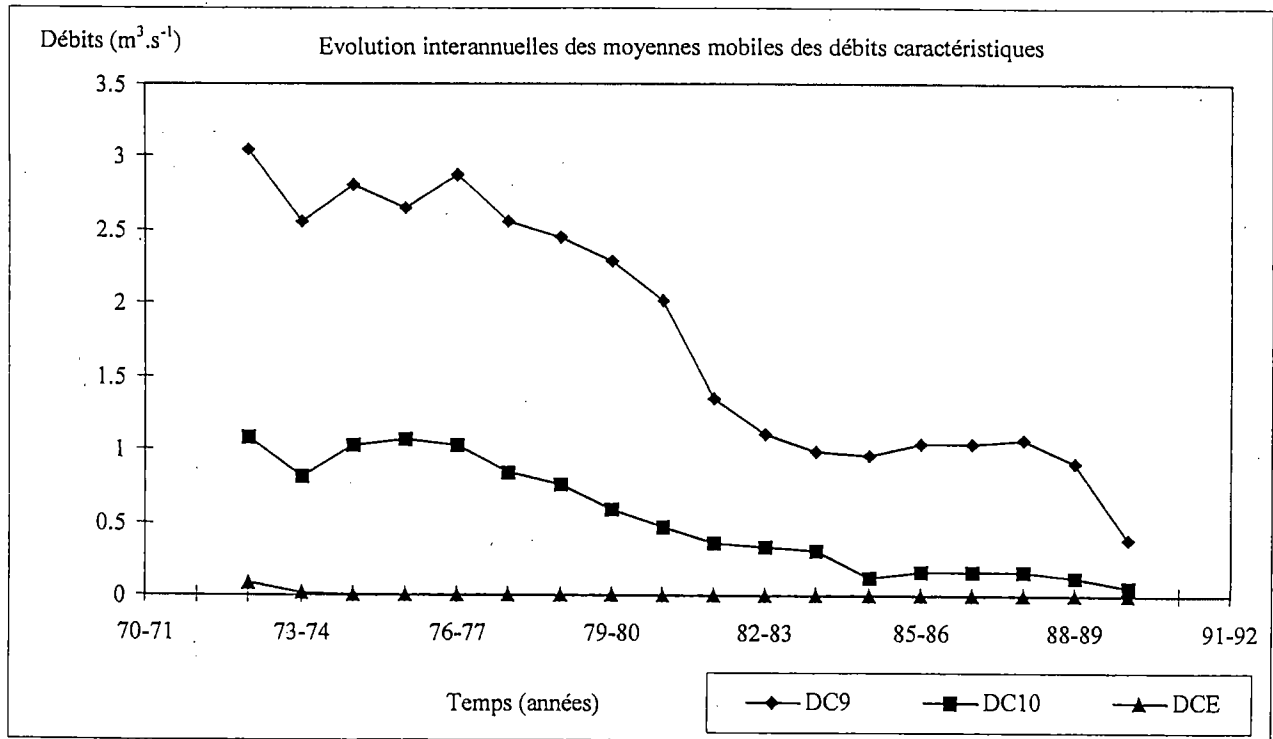


Figure II. 3. a : Évolution inter-annuelle des débits caractéristiques et des modules.

La moyenne mobile a pour effet d'atténuer les irrégularités des courbes, d'éliminer totalement les valeurs extrêmes et de lamener l'ensemble des valeurs pour faire apparaître des tendances ou des cycles (Chuzeville B., 1990) (cf. figures II. 3. b).







Figures II. 3. b : Evolution interannuelle des moyennes mobiles des débits caractéristiques et des modules.

Le lissage aux moyennes mobiles confirme la tendance au déficit d'écoulement du fleuve Gambie jusqu'en 1984-85, et la reprise qui s'amorce à partir de l'année hydrologique 1985-86.

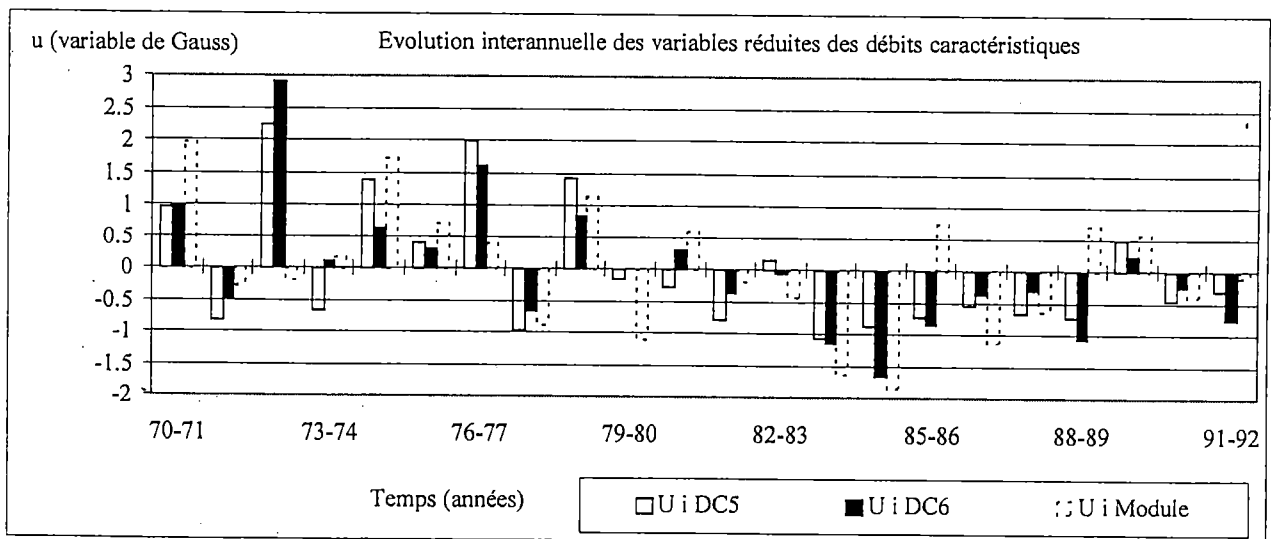
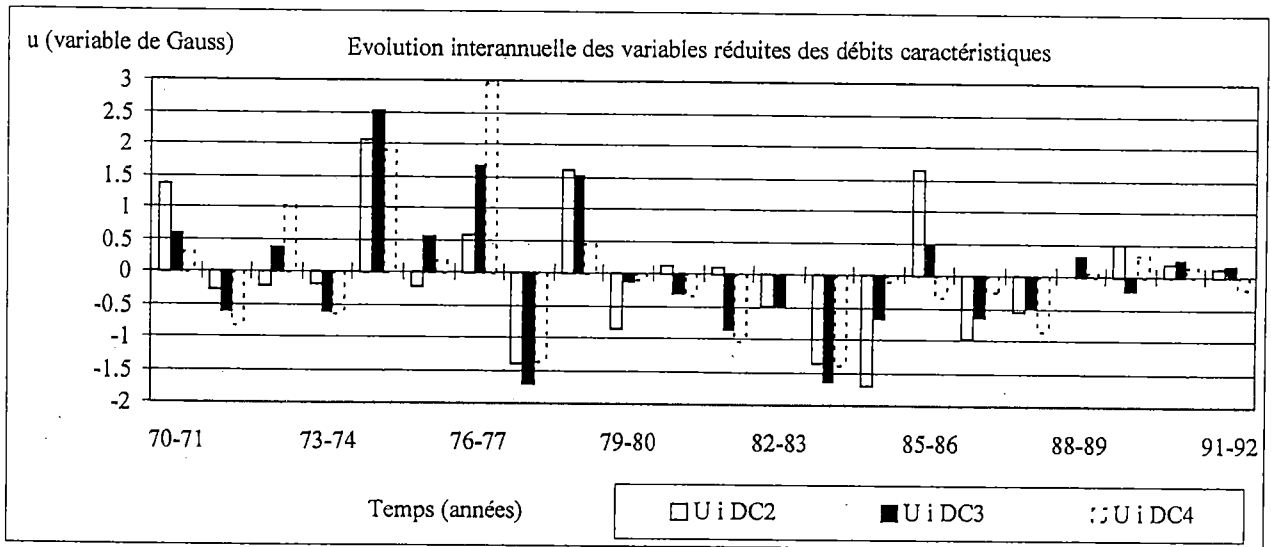
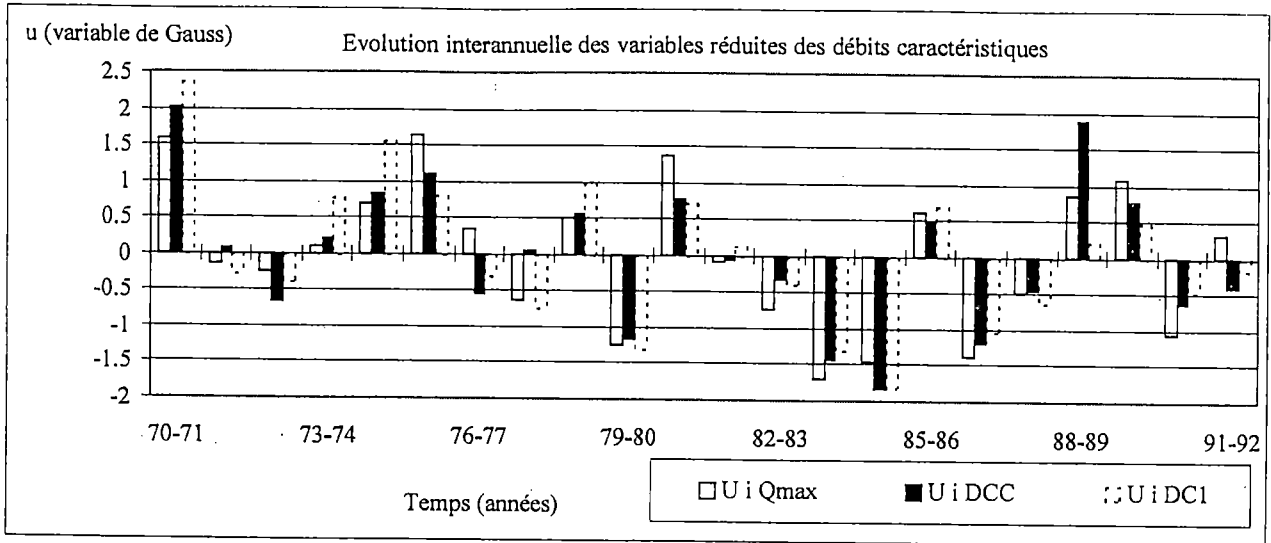
Par contre la longueur réduite de la période d'observation ne nous permet pas de dire si l'évolution est cyclique ou non.

Nous avons ensuite utilisé comme indice de variabilité du régime hydrologique la valeur centrée et réduite du débit caractéristique définie par :

$$u_i = \frac{Q_i - \bar{Q}}{\sigma}$$

où \bar{Q} et σ sont respectivement la moyenne et l'écart - type des observations de la série chronologique.

Les histogrammes ci-dessous (figures II. 4) montrent l'évolution interannuelle de cet indice.



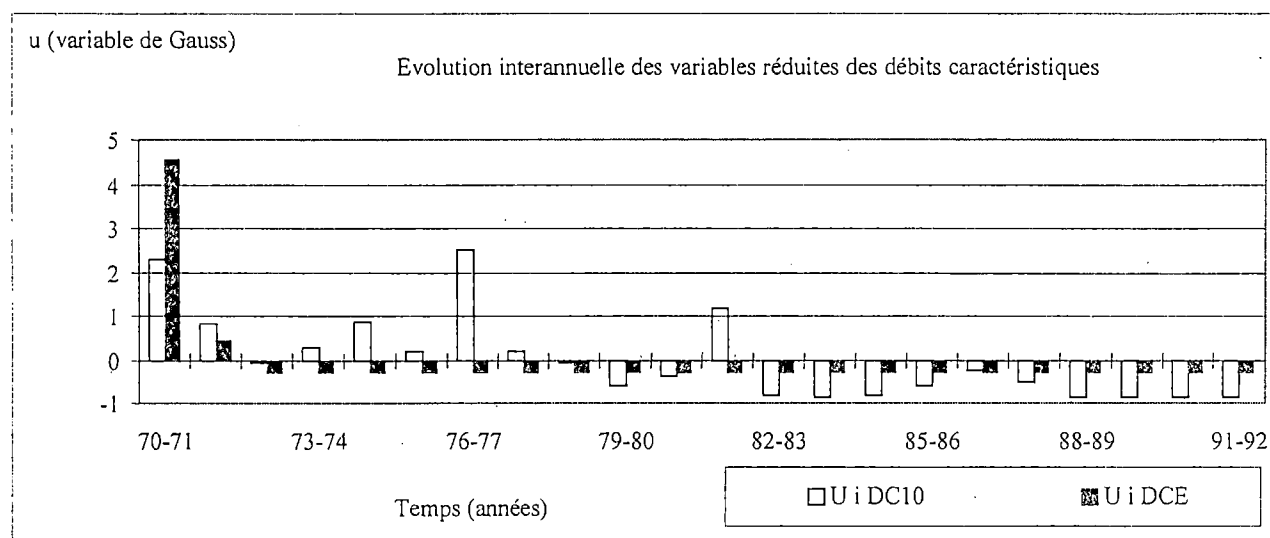
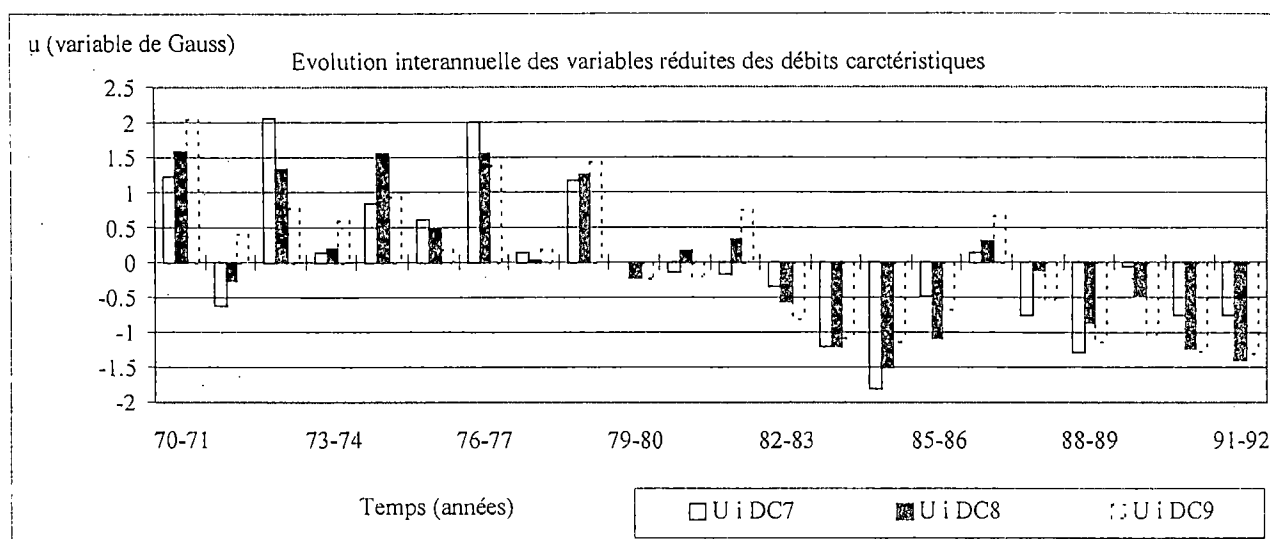


Figure II. 4 : Évolution interannuelle des variable réduite des débits caractéristiques et des modules.

II. 3. Analyse des fréquences des débits caractéristiques.

Les débits caractéristiques de crues varient d'une année à l'autre de façon imprévisible. On peut donc les considérer comme des variables aléatoires, qui seront caractérisées par leurs distributions à partir desquelles pourront être calculés les quantiles et les intervalles de confiance.

La détermination de la fonction de distribution théorique d'un débit caractéristique donné est réalisée au moyen de l'analyse des fréquences. Elle consiste, une fois la fonction de distribution empirique établie, à comparer plusieurs lois connues par leurs expressions théoriques, et dont les paramètres sont calculés à partir de l'échantillon de débits caractéristiques

disponibles. La loi finale sera retenue à partir d'un test statistique d'adéquation, et sera utilisée pour déterminer les caractéristiques statistiques de la série, ses quantiles et son intervalle de confiance.

Un préalable à toute analyse des fréquences suppose que l'échantillon satisfait aux propriétés suivantes :

- indépendance, ou absence d'effet de persistance entre les observations successives ;
- homogénéité : les éléments constitutifs de l'échantillon appartiennent à la même population statistique (Lubès-Niels et al., 1994).

Ces propriétés sont vérifiées à l'aide de tests statistiques. Nous allons présenter brièvement ceux que nous allons utiliser dans le cadre de cette étude. La liste n'est pas exhaustive.

II. 3. 1. Test d'indépendance des séries.

L'indépendance d'une série chronologique de débits caractéristiques peut être vérifiée à partir de l'évolution des débits de cette série. En effet, les éléments d'un échantillon sont dépendants lorsqu'ils présentent chronologiquement les mêmes variations.

L'évaluation de cette indépendance se fait plus commodément avec des tests statistiques appropriés. Dans ce mémoire, nous avons utilisé les méthodes et tests ci-dessous :

- détermination de l'autocorrélogramme
- test utilisant le coefficient d'autocorrélation empirique d'ordre 1
- test de Kendall

II. 3. 1. 1. Détermination de l'autocorrélogramme.

L'estimation de l'autocorrélogramme constitue la première étape dans l'analyse d'une série chronologique (Lubès et al, 1994).

L'expression suivante donne le coefficient d'autocorrélation d'ordre k ,

$$r_k = \frac{\sum_{t=1}^{N-k} (Q_t - \bar{Q}_1)(Q_{t+k} - \bar{Q}_2)}{\sqrt{\sum_{t=1}^{N-k} (Q_t - \bar{Q}_1)^2 \sum_{t=1}^{N-k} (Q_{t+k} - \bar{Q}_2)^2}} \quad (2)$$

où

$$\bar{Q}_1 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=1}^{N-k} Q_i \quad (3)$$

$$\bar{Q}_2 = \frac{1}{N-k} \sum_{i=k+1}^N Q_i \quad (4)$$

La courbe $r_k(k)$ est appelée autocorrélogramme. Si une série chronologique est aléatoire, alors pour N grand, le coefficient d'autocorrélation d'ordre k , r_k est très proche de zéro pour toute valeur de k non nulle. On montre que r_k suit approximativement une distribution normale de moyenne nulle et de variance $1/N$.

Il est alors possible de définir un intervalle de confiance contenant l'autocorrélogramme résultant pour un certain seuil donné sous l'hypothèse nulle qui consiste à supposer que les éléments de l'échantillon sont indépendants.

Pour un niveau de confiance α donné (on prend $\alpha = 5\%$), la région de confiance est définie par :

$$\pm \frac{u\left(\frac{1-\alpha}{2}\right)}{\sqrt{N}} \quad u \text{ étant la variable normale réduite.}$$

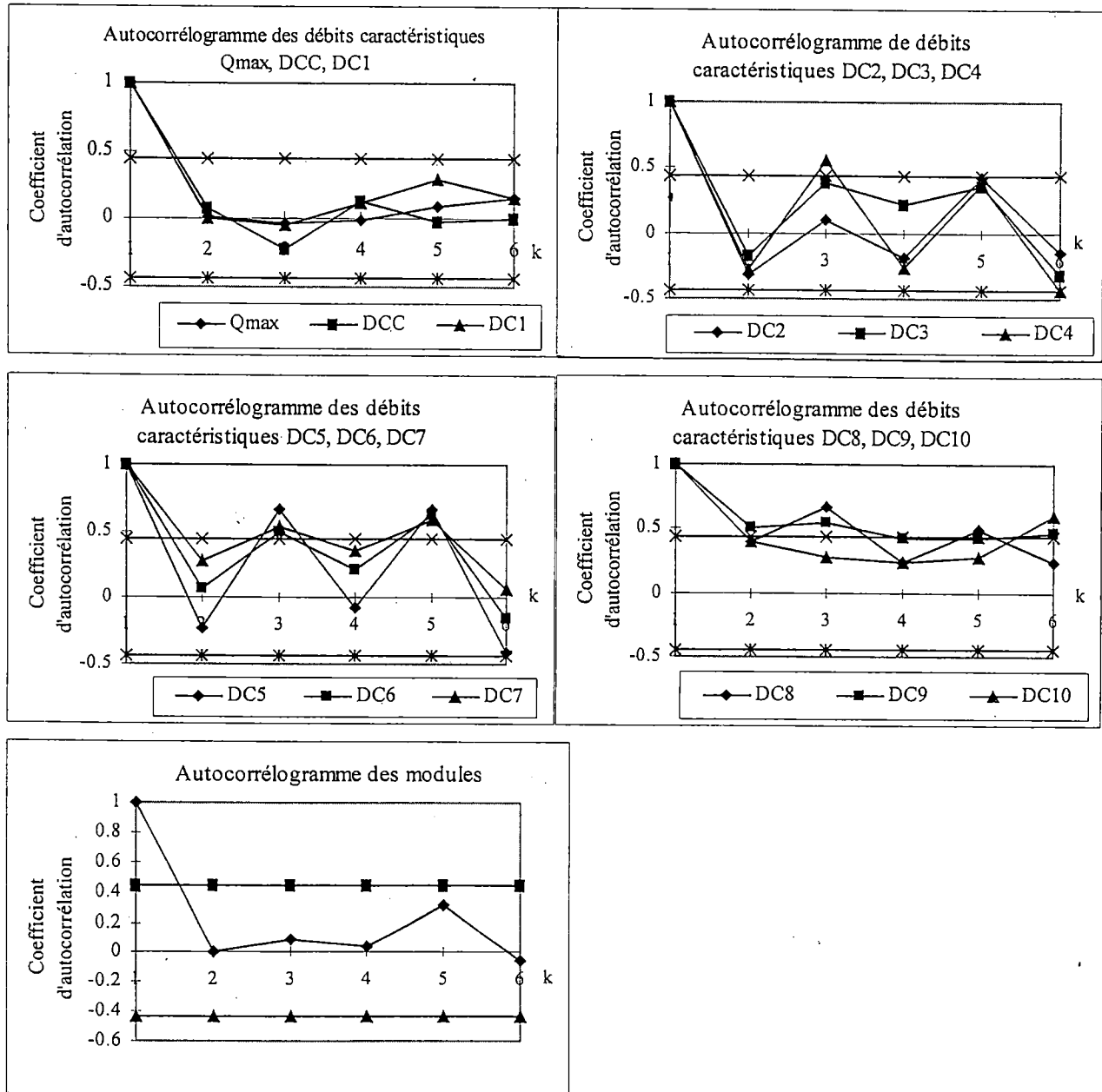
Il arrive souvent qu'un ou plusieurs points de l'autocorrélogramme sorte de l'intervalle de confiance au niveau choisi, même si la série est indépendante. On accorde alors une importance particulière au coefficient d'auto corrélation d'ordre 1. (WMO, 1966).

II. 3. 1. 2. Test utilisant le coefficient d'autocorrélation empirique d'ordre 1.

Pour une série aléatoire d'effectif N grand, l'estimation \hat{r}_1 de $r_1=0$ suit une loi normale de moyenne $\frac{-1}{N-1}$ et de variance $\frac{N-2}{(N-1)^2}$. Une fois choisi le seuil α , on peut ainsi déterminer l'intervalle de confiance de l'estimation \hat{r}_1 de $r_1=0$

Ce test complète celui basé sur l'autocorrélogramme. Il est très utile lorsque certains points de l'autocorrélogramme sortent de la région de confiance. Ainsi nous pouvons remarquer que les débits caractéristiques Q_{max} , DCC, de DC_1 à DC_7 et les modules sont indépendants tandis que les débits caractéristiques DC_8 , DC_9 et DC_{10} sont dépendants. Les débits caractéristiques d'étiage quant à eux montrent d'emblée une tendance à la dépendance et n'ont pas fait l'objet d'un test.

Les autocorrélogrammes des débits caractéristiques ont été tracés, ainsi que les intervalles de confiance au niveau $\alpha = 0.05$ (figure II-4) pour toutes les séries des débits caractéristiques. Le programme de calcul figure en annexe .



Figures II. 4 : Autocorrélogrammes des débits caractéristiques.

Pour les séries des débits maximaux, DCC, DC1 à DC3, tous les points de l'autocorrélogramme sont à l'intérieur de l'intervalle de confiance au niveau 0.05, de sorte l'hypothèse nulle (série aléatoire) est acceptée.

Pour les autres séries (DC4 à DC9), un certain nombre de points sort des limites de confiance. L'accent a été mis sur la valeur du coefficient de coefficient empirique d'auto-corrélation d'ordre 1.

Nous avons alors reporté les valeurs du coefficient d'autocorrélation d'ordre 1 pour l'ensemble des débits caractéristiques dans le tableau 2 ci-dessous. L'hypothèse nulle est acceptée cette fois ci pour tous les débits caractéristiques, sauf pour celles des DC8, 9, 10, pour lesquels ce coefficient est relativement élevé.

Cela traduit une dépendance entre valeurs (successives d'une année à l'autre) au niveau 0.05. Pour ces débits caractéristiques faibles, ce résultat peut être justifié par l'influence de la nappe phréatique, dont les fluctuations sont beaucoup plus lentes (tableau 2).

	Qmax	DCC	DC1	DC2	DC3	DC4	DC5	DC6	DC7	DC8	DC9	DC10	Module
r_1	0.014	0.079	0.007	-0.32	-0.17	-0.28	-0.23	0.069	0.28	0.4	0.5	0.4	0.008
Résultats	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	non	non	non	oui

Tableau 2 : Résultats du test d'autocorrélation et du coefficient d'autocorrélation d'ordre 1.

II. 3. 1. 3. Test de corrélation sur le rang de Kendall.

Ce test est mis au point par Kendall et Stuart (1943) et WMO (1966) (in Lubès et al, 1994). Il est basé sur la détermination du nombre p de paires des Q_i et Q_j pour lesquelles $Q_j > Q_i$, $j > i$. Pour un niveau de signification $\alpha = 5\%$, sous l'hypothèse nulle : « H_0 : la série est aléatoire », on a :

$$T = \frac{r^*}{\sqrt{\sigma_r^2}} \quad (\text{où } T = r^* / [\sigma_r^2]^{0.5}) \quad (5)$$

$$r^* = \frac{4p}{N(N-1)} - 1 \quad (6)$$

$$\sigma_r^2 = \frac{2(2N+5)}{9N(N-1)} \quad (7)$$

avec

où N est, p est, r

Si $T < t_{\alpha/2}$ c'est-à-dire si $T < 2.086$ (car $t_{\alpha/2} = 2.086$ pour un degré de liberté $N - 2 = 20$ avec $N = 22$) alors l'hypothèse nulle est acceptée (Giakoumakis S. G. et al, 1997).

Nous avons calculé la statistique du test de corrélation des rangs de Kendall sur les séries débits caractéristiques, des modules et des débits maximaux (tableau 3)

L'hypothèse nulle est acceptée pour toutes les séries à l'exception de celles des DC6 à DC10

	Qmax	DCC	DC1	DC2	DC3	DC4	DC5	DC6	DC7	DC8	DC9	DC10	Module
P	98	92	84	109	101	103	94	70	55	52	45	38	92
r^*	-0.15	-0.2	-0.27	-0.06	-0.13	-0.11	-0.19	-0.39	-0.52	-0.55	-0.61	-0.67	-0.20
Var(r^*)	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024	0.024
T	-0.99	-1.33	-1.78	0.37	-0.82	-0.7	-1.21	-2.57	-3.41	-3.58	-3.98	-4.37	-1.33
Résultats	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	non	non	non	non	non	oui

Tableau 3 : Résultats du test de Kendall sur les débits caractéristiques.

II. 3. 1. 4. Synthèse des tests d'indépendance utilisés

Nous avons comparé les résultats des tests d'indépendance (analyse de l'autocorrélogramme, test utilisant le coefficient d'autocorrélation d'ordre 1 et test de Kendall) dans le tableau 4 ci-dessous. L'hypothèse nulle est toujours « la série est aléatoire ». Lorsque les trois tests aboutissent à la même conclusion, nous avons mis « oui »; dans le cas contraire, lorsque un des tests rejette l'hypothèse nulle alors que les autres l'acceptent, ou vice versa, nous avons mis « non ».

	Qmax	DCC	DC1	DC2	DC3	DC4	DC5	DC6	DC7	DC8	DC9	DC10	Module
Résultats	oui	oui	oui	oui	oui	non	non	non	non	non	non	non	oui

Tableau 4 : Synthèse des tests d'indépendance des séries.

Pour les séries des DC4 à 10, il y a désaccord entre les trois tests, alors que pour les séries des modules, débits maximaux, DCC, DC1 à DC3, il y a accord. Ceci est dû au comportement

de la série chronologique dans laquelle, selon les cas, la composante aléatoire peut être prépondérante ou non par rapport à la composante de tendance.

II. 3. 2. Tests d'homogénéité des séries.

Nous étudierons l'homogénéité en terme d'absence de rupture dans la série concernée, une rupture étant définie comme un changement dans la loi probabilité de l'échantillon. Nous présentons ci-dessous les tests de Pettitt et de l'ellipse de contrôle que nous avons utilisés.

II. 3. 2. 1. Test de Pettitt (1979).

Ce test est une version modifiée du test de Mann-Whitney. Le test s'appuie sur l'hypothèse nulle de « *l'absence de rupture dans la série* ». La mise en oeuvre du test suppose que pour tout instant t variant de 1 à N , les séries (Q_i) , $i = 1, t$ et (Q_j) , $j = t+1, N$ appartiennent à la même population.

Soit $D_{i,j} = \text{sgn}(Q_i - Q_j)$ le signe de la différence $Q_i - Q_j$

$$\text{sgn}(Q_i - Q_j) = 1 \quad \text{si } (Q_i - Q_j) > 0 ;$$

$$\text{sgn}(Q_i - Q_j) = 0 \quad \text{si } (Q_i - Q_j) = 0 ;$$

$$\text{sgn}(Q_i - Q_j) = -1 \quad \text{si } (Q_i - Q_j) < 0 .$$

On considère la variable $t_{i,N}$ telle que :

$$t_{i,N} = \sum_{i=1}^{i=t} \sum_{j=t+1}^{j=N} D_{i,j} \quad (8)$$

Soit K_N la variable définie par le maximum en valeur absolue des valeurs de $t_{i,N}$ pour t variant de 1 à $N - 1$, et K la valeur de K_N prise sur la série étudiée.

Sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur K est donnée approximativement par :

$$\text{prob}(K_N > K) \approx 2 \exp\left(-\frac{6K^2}{N^3 + N^2}\right) \quad (9)$$

Pour un seuil de confiance de première espèce donné α , si $\text{Prob}(K_N > K)$ est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée et dans le contraire, la série est homogène c'est-à-dire qu'il n'y

a pas rupture dans la série. Ce test est réputé pour sa robustesse (Lubès H.; Masson J. M. et al, 1994). Les résultats des tests d'homogénéité sont présentés dans le tableau 5 ci-dessous.

L'hypothèse nulle (série homogène) est acceptée pour toutes les séries, sauf pour celles des DC6 à DC10.

	Qmax	DCC	DC1	DC2	DC3	DC4	DC5	DC6	DC7	DC8	DC9	DC10	Module
K	49	49	63	33	57	53	62	93	102	106	108	113	59
prob($K_N > K$)	0.55	0.55	0.24	1	0.35	0.44	0.25	0.02	0.007	0.005	0.004	0.002	0.31
Résultats	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	non	non	non	non	non	oui

Tableau 5 : Résultats du test de détection de rupture de Pettitt.

II. 3. 2. 2. Ellipse de contrôle.

Ce test est basé sur la statistique U de Buishand (1982, 1984) définie par :

$$U = \frac{\sum_{k=1}^{N-1} (S_k / \sigma_x)^2}{N(N+1)} \quad (10)$$

où

$$S_k = \sum_{i=1}^k (Q_i - \bar{Q}) \quad (11)$$

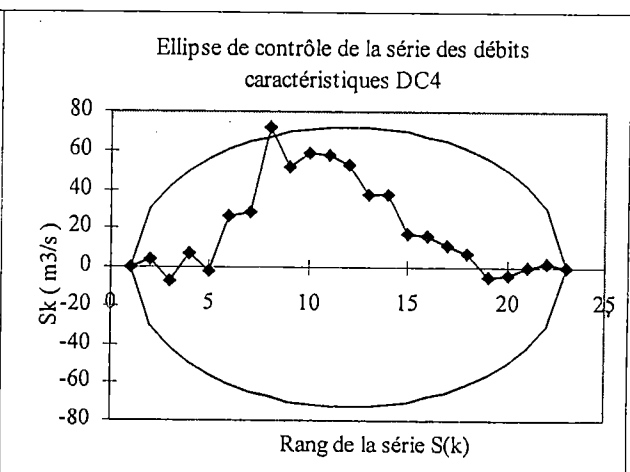
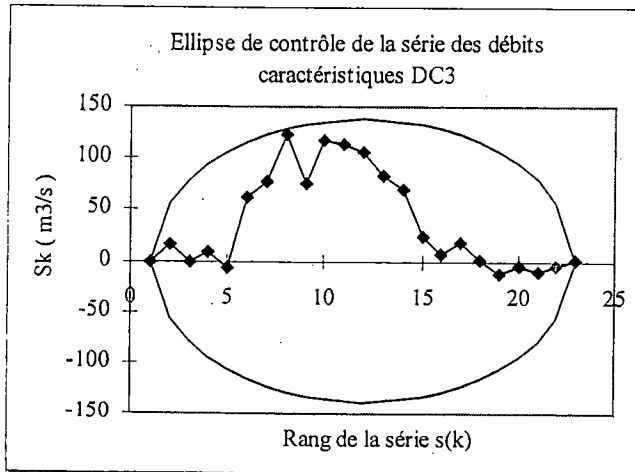
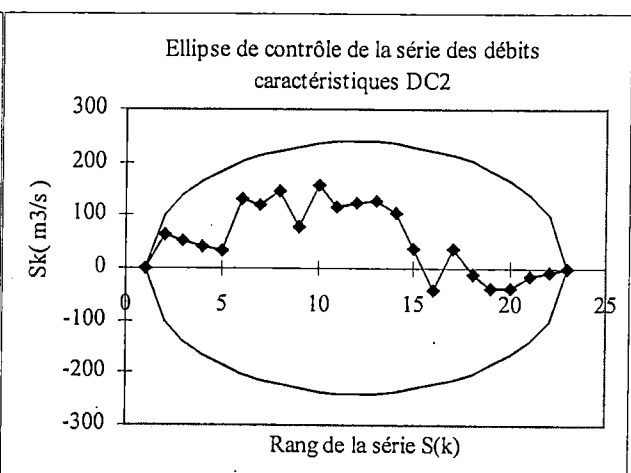
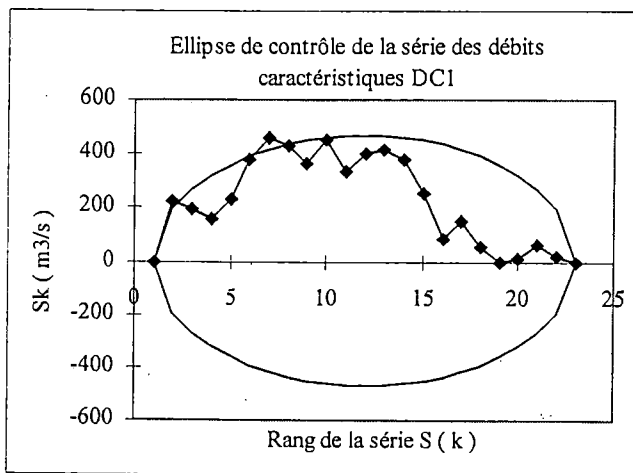
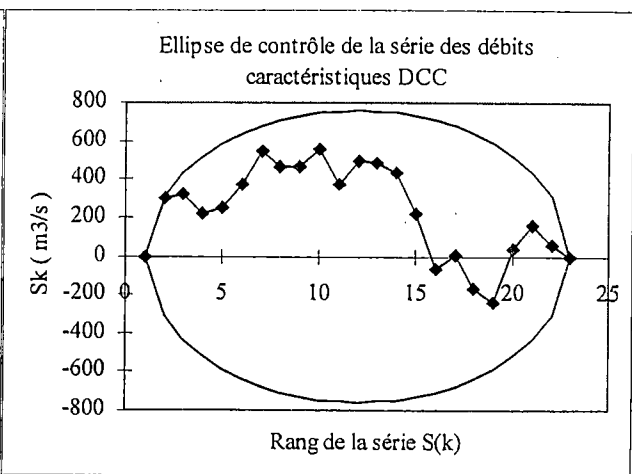
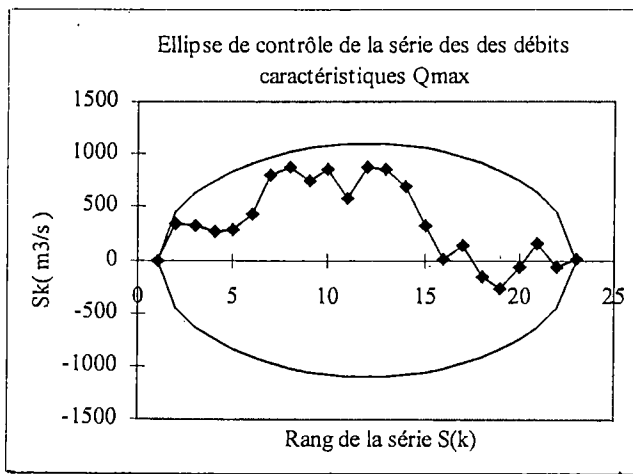
pour $k = 1, \dots, N$ ($S_0 = 0$), σ_x est l'écart - type de la série des Q_i .

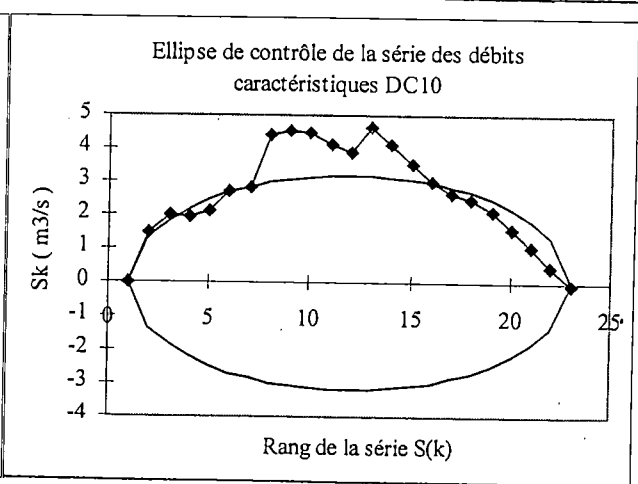
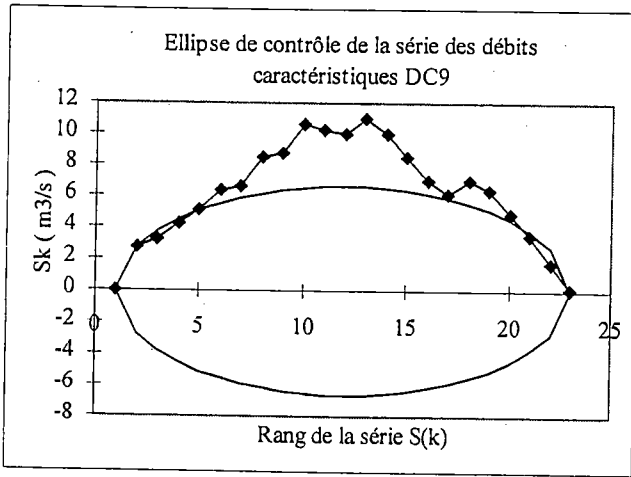
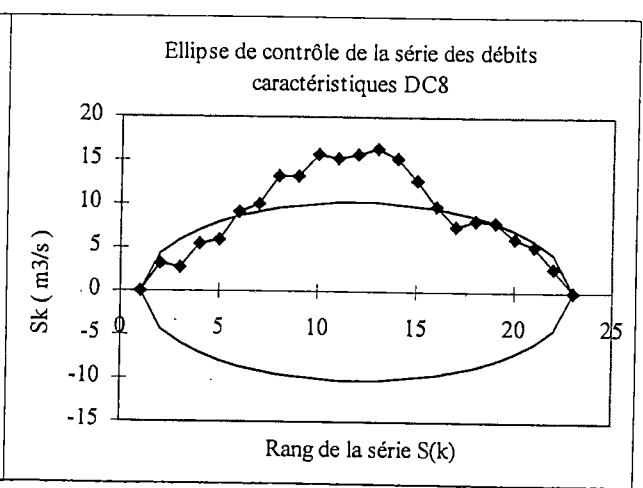
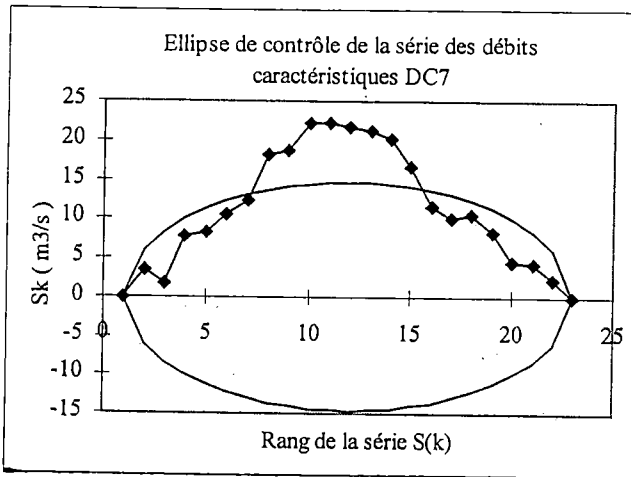
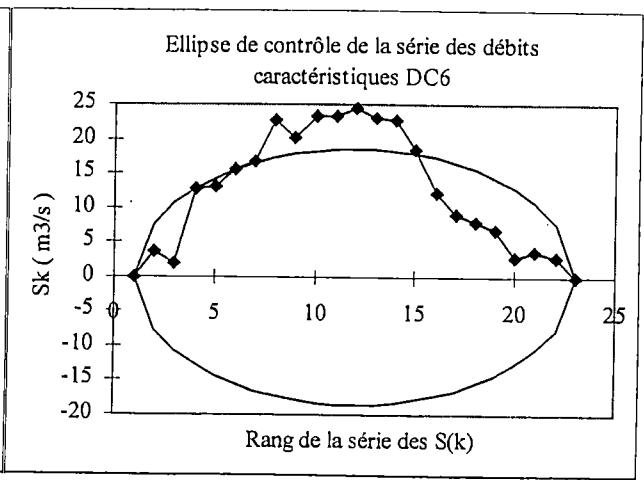
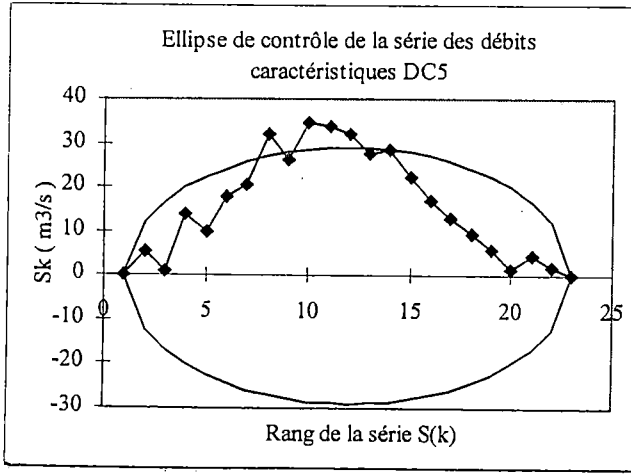
Sous l'hypothèse nulle la variable S_k suit une distribution normale de moyenne nulle.

L'intervalle de confiance de cette série est donné par :

$$\pm \frac{U_{(1-\alpha/2)} \sqrt{k(N-k)}}{\sqrt{N-1}} \sigma_x \quad (12)$$

Les figures ci-dessous montrent les ellipses de contrôle obtenues à partir des débits caractéristiques et des modules :





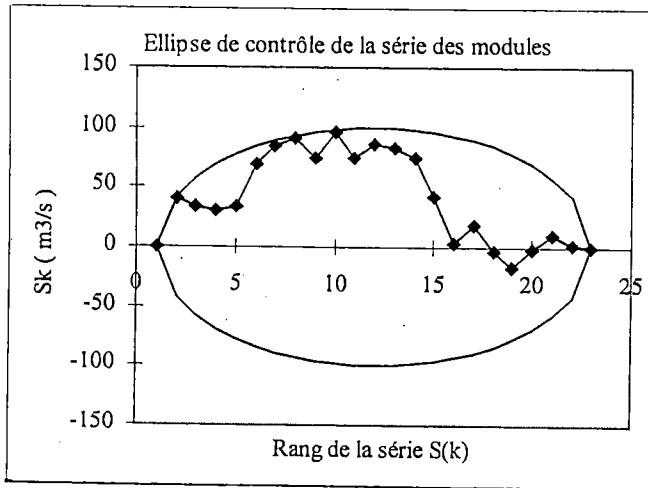


Figure II. 6 : Ellipse de contrôle des débits caractéristiques.

L'analyse des courbes montre deux cas de figure :

- tous les points (S_k) (ou presque) se trouvent à l'intérieur de l'ellipse de contrôle : la série concernée est homogène. C'est le cas des séries des débits maximaux, modules, DCC, DC1 à 5.
- un nombre relativement important de points se trouve hors de l'ellipse. Dans ce cas il faudrait procéder à une simulation pour déterminer le nombre de points admissibles hors de la courbe pour pouvoir juger de l'homogénéité de la série. C'est le cas des séries des DC6 à DC10.

Nous résumons les résultats dans le tableau 6, en n'émettant un avis que pour le premier cas de figure.

	Qmax	DCC	DC1	DC2	DC3	DC4	DC5	DC6	DC7	DC8	DC9	DC10	Module
Résultats	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	?	?	?	?	?	oui

Tableau 6 : Résultats du test de l'ellipse de contrôle sur les débits caractéristiques.

II. 3. 2. 3. Synthèse des tests d'homogénéité utilisés

Nous allons comparer les résultats des tests d'homogénéité des séries étudiées dans le tableau T7 avec les notations suivantes:

Oui = l'hypothèse nulle : « la série est homogène » est vérifiée.

Non = l'hypothèse nulle est rejetée.

A : accord entre tests

D : désaccord entre tests

	Qmax	DCC	DC1	DC2	DC3	DC4	DC5	DC6	DC7	DC8	DC9	DC10	Module
Pettitt	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	non	non	non	non	non	oui
Ellipse de contrôle	oui	oui	oui	oui	oui	oui	oui	?	?	?	?	?	oui
Résultats	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A	A

Tableau 7 : Synthèse des résultats des tests d'homogénéité des séries des débits caractéristiques.

A partir du test de Pettitt, nous allons lever l'indétermination concernant le test de l'ellipse de contrôle pour les séries de DC6 à DC10, que nous allons considérer comme hétérogènes, à défaut d'utiliser la procédure exacte.

Cette fois ci les tests donnent la même conclusion.

II.4. Généralités sur l'analyse des fréquences des variables hydrologiques.

L'occurrence d'une variable hydrologique résulte de la combinaison d'un très grand nombre de facteurs que l'on ne peut actuellement décrire à l'aide d'un formalisme mathématique rigoureux. En pratique, on associe à chaque réalisation de cette variable une fréquence (ou une période de retour).

L'objectif de l'analyse des fréquences est précisément d'estimer le débit correspondant à cette fréquence, ainsi que l'erreur cette estimation, à partir de la fonction densité de probabilité de cette variable aléatoire.

Dans ce qui suit nous faisons un bref rappel de l'outil statistique utilisé.

II. 4. 1. Fonction densité de probabilité théorique - Fonction de répartition théorique

On considère une variable aléatoire (variate) continue X pouvant prendre toutes les valeurs sur un intervalle D , support de la distribution. La fonction de répartition de X est définie par :

$$F(x) = \text{prob}[X \leq x] \quad (13)$$

$F(x)$ est une fonction de x croissant de 0 à 1 et représente la probabilité au non-dépassement de la variable x . La probabilité au dépassement est :

$$G(x) = 1 - F(x) \quad (14)$$

La dérivée de $F(x)$ représente la fonction densité de probabilité de la distribution, qui, pour une variate continue est telle que :

$$f(x).dx = \text{prob}[x \leq X \leq x + dx] \quad (15)$$

D'une manière générale, si x_0 est la borne inférieure de D , on a :

$$F(x) = \int_{x_0}^x f(x).dx \quad (16)$$

Les paramètres de cette loi peuvent être estimés à l'aide de deux méthodes : la méthode des moments et la méthode du maximum de vraisemblance. Cette dernière est de mise en œuvre difficile et nous avons préféré dans ce travail appliquer la méthode des moments que nous présentons ci-dessous.

II. 4. 1. 1. Moments statistiques théoriques et empiriques.

Nous appelons respectivement m_r et \bar{m}_r , les moments non centrés théoriques et empiriques d'ordre r , et μ_r , et $\bar{\mu}_r$, les moments centrés, théoriques et empiriques également d'ordre r , et $f(x)$ la fonction densité de probabilité théorique

Nous avons les définitions ci-dessous:

$$m_r = \int_D x^r f(x) dx \quad (17)$$

$$\bar{m}_r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i^r \quad (18)$$

Le moment non centré d'ordre 1 est suivant les cas, la moyenne théorique (19) ou empirique (20).

$$\mu_r = \int_D (Q - m_1)^r f(Q) dQ \quad (19)$$

$$\bar{\mu}_r = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{m}_1)^r \quad (20)$$

Le moment centré d'ordre 1 est nul. Le moment centré d'ordre 2 est appelé variance. L'écart - type est la racine carrée de la variance.

En pratique, la variance empirique est estimée de façon non biaisée à partir de l'échantillon par (Kottégoda, 1980) :

$$\bar{\mu}_2 = \frac{1}{N-1} \left\{ \sum_{i=1}^N Q_i^2 - \frac{1}{N} \left(\sum_{i=1}^N Q_i \right)^2 \right\} \quad (21)$$

A partir des moments théoriques, on définit les coefficients théoriques ci-dessous:

- coefficient de variation : c'est le rapport de l'écart type sur la moyenne

$$c_v = \frac{\sqrt{\mu_2}}{m_1} \quad (22)$$

il permet de faire un premier choix entre la loi normale et la loi dissymétrique. Un test d'adéquation (test du χ^2) est appliqué pour le choix définitif.

- coefficient d'asymétrie : c'est le ^{rapport} du moment centré d'ordre 3 sur le moment centré d'ordre 2 élevé à la puissance 3/2.

$$\gamma = \frac{\mu_3}{\mu_2^{3/2}} \quad (23)$$

et par

$$g = \frac{N^2 \sum Q_i^3 - 3N \sum Q_i \sum Q_i^2 + 2 \left(\sum Q_i \right)^3}{N(N-1)(N-2) \bar{\mu}_2^{3/2}} \quad (24)$$

pour le coefficient d'asymétrie, lorsque la population d'origine est normale (Kottégoda, 1988)

II. 4. 1. 2. Temps de récurrence.

En hydrologie la probabilité au dépassement d'une valeur x_T est souvent associée à un temps de récurrence tel que:

$$\frac{1}{T} = G(x) = 1 - F(x) \quad (25)$$

T représente le nombre moyen d'observations aléatoires et indépendantes qui séparent deux observations supérieures ou égales à la variable aléatoire (Bobée B., 1976).

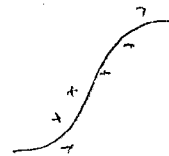
II. 4. 2. Ajustements statistiques

II. 4. 2. 1. Fonction de répartition empirique

La première étape de l'ajustement consiste à déterminer la fonction de répartition empirique. Le principe va consister à classer l'échantillon disponible en ordre croissant. Soit i le rang de l'observation dans le classement. La probabilité empirique au non dépassement de cette observation est calculée par une formule empirique. Dans le tableau 8 ci-dessous, nous proposons quelques unes des formules les plus utilisées.

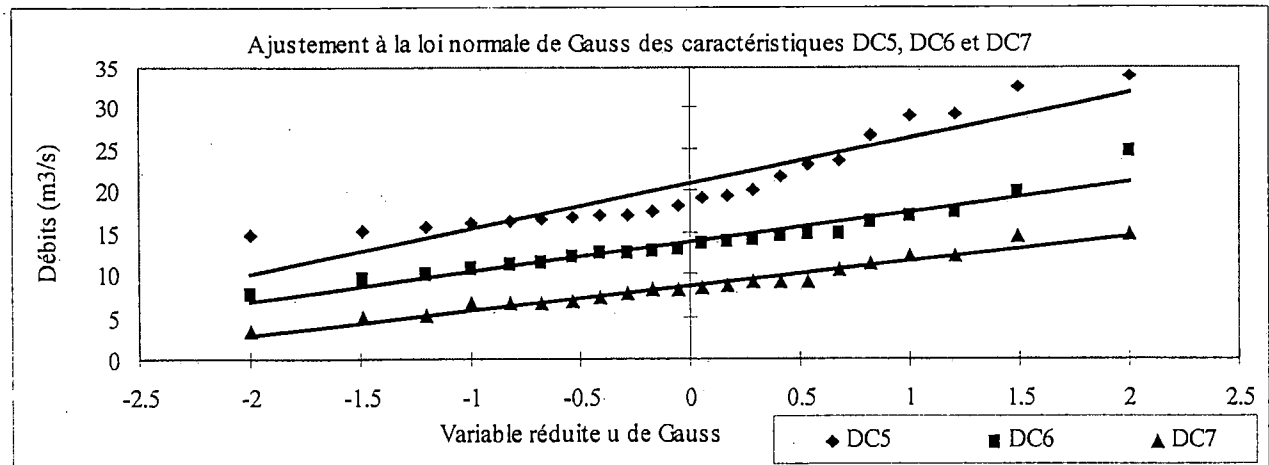
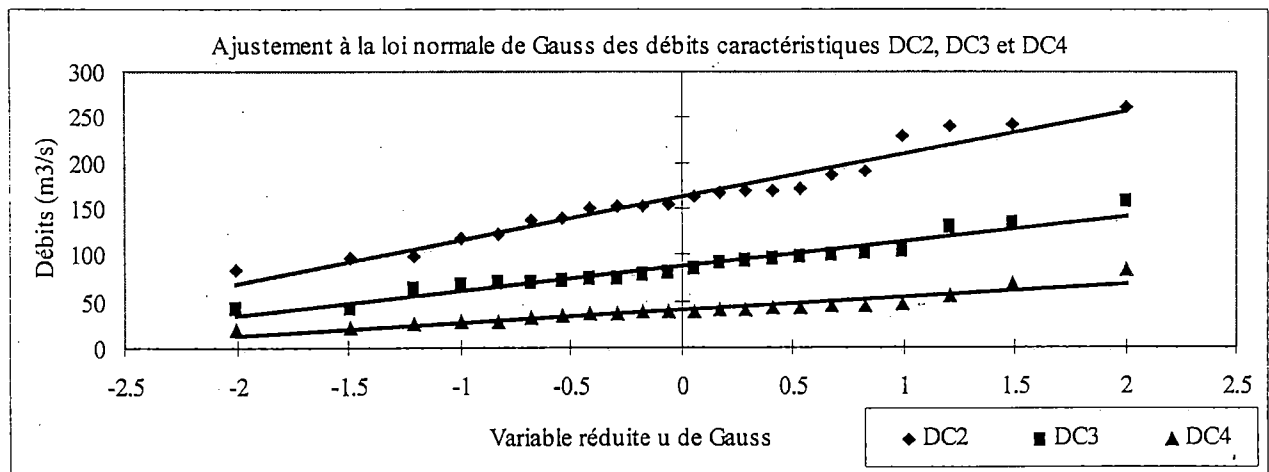
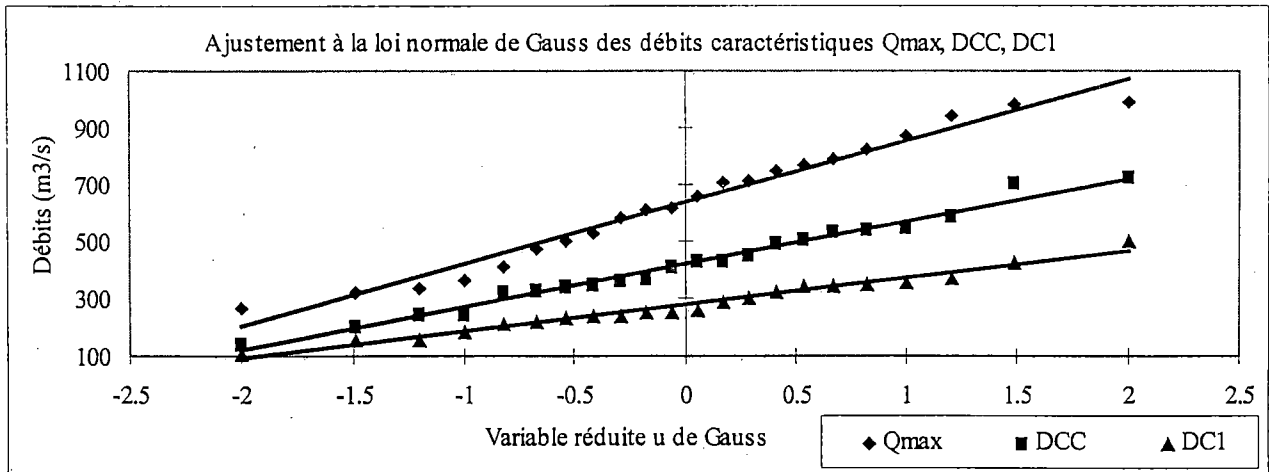
Loi	Fonction de répartition empirique
Hazen	$\mu \cdot \frac{i-0.5}{N}$ $\mu = \frac{x - \bar{x}}{\sigma}$ $\rightarrow F(x)$
Weibull	$\frac{i}{N+1}$
Chegodayev	$\frac{i-0.3}{N+0.4}$

Tableau 8 : Tableau des distributions empiriques.



Dans le cadre de notre travail nous avons utilisé la distribution empirique de Hazen. En toute rigueur l'ajustement ne peut se faire que pour les séries remplissant les conditions d'indépendance et d'homogénéité. Dans les applications, il arrive souvent que par contrainte, l'hydrologue fasse un ajustement alors que les hypothèses ne sont pas toutes réunies. Nous allons nous placer dans cette dernière alternative.

La fonction de répartition empirique est obtenue en traçant la probabilité empirique au non dépassement F_i en fonction de l'observation classée Q_i . Pour plus de commodité, nous avons utilisé, à la place de la probabilité au non dépassement, la variable de Gauss qui lui correspond, après inversion de cette loi (figures II. 7). Le tableur Excel que nous avons utilisé s'y prête très bien.



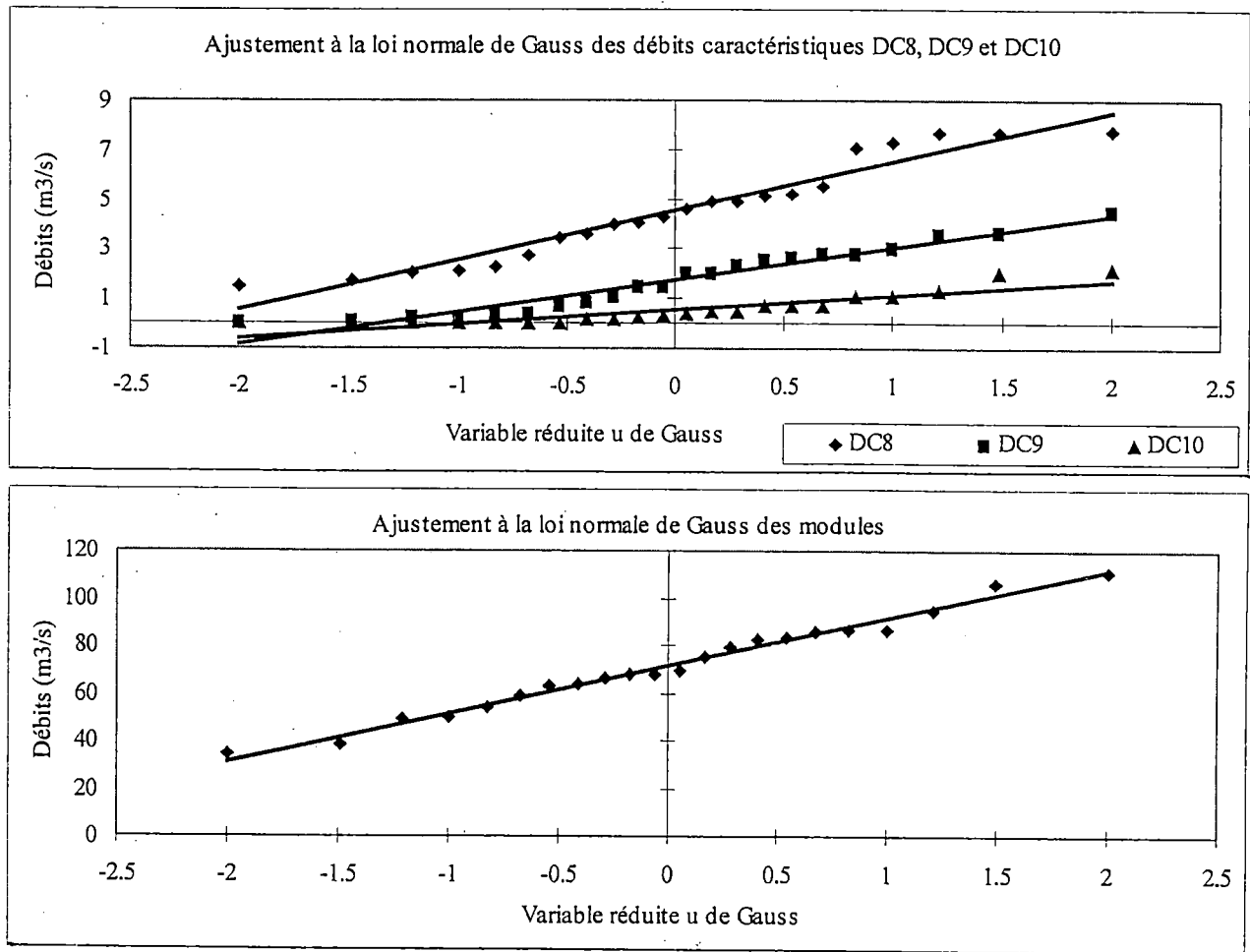


Figure II. 7 : Fonction de répartition empirique des débits caractéristiques.

II. 4. 2. 2. Détermination de la fonction de répartition théorique.

Nous allons rechercher la fonction de répartition théorique, dont l'expression mathématique est choisie a priori par les lois existant, qui reproduit le mieux la fonction de répartition empirique:

Nous nous sommes intéressés à deux lois théoriques:

- Gauss
- Gumbel

En pratique, dans les applications hydrauliques, le nombre de lois théoriques utilisées est plus élevé: 10 lois (ORSTOM); 9 lois (Mkhandi S., 19XX); 7 lois (Gouze 1990).

Nous rappelons ci-dessous les caractéristiques des lois théoriques que nous avons utilisées; nous indiquons également les paramètres estimés par la méthode des moments (Kottegoda, 1980; Bedient P.B. et al, 1988)

Loi	Fonction de répartition	Variable réduite u	Nombre de paramètres
Gauss	$F(Q) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{-\infty}^u \exp(-\frac{1}{2}u^2) \cdot du$	$u = \frac{Q - \bar{Q}}{\sigma}$	2 : \bar{Q} et σ^2
Gumbel	$F(Q) = \exp(-\exp(-u))$	$u = \frac{Q - Q_0}{s} = \alpha(Q - Q_0)$	2 : Q_0 et s

Tableau 9 : Tableau récapitulatif des lois d'ajustement utilisées.

Les paramètres de ces lois théoriques sont estimés à partir de l'échantillon disponible, par la méthode des moments. Nous rappelons brièvement les calculs

loi de Gauss : les paramètres de cette loi sont :

la moyenne de l'échantillon : $\bar{Q} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N Q_i$

l'écart-type : $\sigma = \left\{ \frac{1}{N-1} \left[\sum_{i=1}^N Q_i^2 - \frac{\left(\sum_{i=1}^N Q_i \right)^2}{N} \right] \right\}^{0.5}$

loi de Gumbel : Nous avons deux paramètres, α paramètre d'échelle, Q_0 paramètre de forme. Ces paramètres sont estimés par la méthode des moments en utilisant la moyenne \bar{Q} et l'écart-type σ calculés à partir de l'échantillon (Bedient B.P.; Wayne C.H. 1988):

$$\bar{Q} = Q_0 + \frac{\gamma}{\alpha} = Q_0 + \frac{0.5772}{\alpha} \text{ avec } \gamma \text{ paramètre d'Euler.}$$

$$\alpha = \frac{1}{s} = \frac{\pi}{\sqrt{6} \cdot \sigma}$$

La deuxième équation fournit directement le paramètre de position α . Le paramètre de forme est déduit de la première équation par:

$$Q_0 = \bar{Q} - \frac{0.5772 \sigma \sqrt{6}}{\pi}$$

En pratique, il est plus aisé d'utiliser une méthode d'ajustement graphique. Pour la loi de Gauss, on représente les débits caractéristiques Q_i en fonction de la variable réduite de Gauss u . Les points obtenus s'alignent suivant la droite de Henry :

$$Q = \sigma u + \bar{Q}$$

Pour la loi de Gumbel, on représente cette fois - ci les débits caractéristiques Q_i en fonction de $\ln(-\ln(F))$. Les points s'alignent autour de la droite

$$Q = s \ln(-\ln(F)) + Q_0$$

Nous avons comparé les paramètres obtenus graphiquement aux paramètres obtenus par calcul à partir de la méthode des moments pour la loi de Gauss. Pour la loi de Gumbel, nous nous sommes contentés de calculer les paramètres graphiquement. Nous reportons les résultats dans le tableau ci-dessous pour les deux lois étudiées. Il y a adéquation entre paramètres calculés par la méthode des moments et obtenus graphiquement pour la loi de Gauss.

Le choix de la loi définitive est fait à partir d'un test d'adéquation. Nous utilisons le test du χ^2 (Pearson), que nous présentons brièvement ci-dessous :

	Valeurs calculées		Valeurs obtenues graphiquement					
	Méthode des moments		Loi de Gauss		Loi de Gumbel			
	\bar{Q}	σ	\bar{Q}	σ	Q_0	s	\bar{Q}	σ
Qmax	636,59	218.57	636.59	217.27	541.53	168.41	638.74	215.88
DCC	420,55	151.6	420.91	151.16	353.6	119.25	422.43	152.87
DC1	275,55	93.58	276.55	93.025	234.71	74.11	277.49	95.00
DC2	163,62	47.95	163.62	47.25	142.39	37.61	164.10	48.21
DC3	88,35	27.56	88.355	26.883	76.07	21.77	88.64	27.91
DC4	40.3	14.47	40.3	13.635	33.9	11.33	40.44	14.52
DC5	20.85	5.8	20.855	5.4194	18.3	4.52	20.91	5.79
DC6	13.9	3.71	13.903	3.5883	12.24	2.95	13.94	3.78
DC7	8.65	2.93	8.6464	2.8936	7.34	2.31	8.67	2.96
DC8	4.52	2.04	4.515	1.9926	3.63	1.56	4.53	1.99
DC9	1.77	1.32	1.7732	1.2942	1.19	1.03	1.78	1.32
DC10	0.55	0.64	0.5475	0.5823	0.27	0.49	0.55	0.63
Module	71.46	20.05	71.458	20.03	62.61	15.68	71.66	20.10

Tableau 10 : Tableau comparatif des paramètres de la distribution obtenus par le calcul et graphiquement.

a) - Test d'adéquation du χ^2 de Pearson.

Dans certains cas, il peut exister une divergence importante entre la loi théorique choisie a priori et la loi empirique appliquée sur l'échantillon. Il est alors nécessaire qu'un test d'adéquation soit appliqué sur l'échantillon après ajustement.

Nous appliquons le test du Chi-2 (χ^2) qui donne le meilleur résultat de tous les tests d'adéquation existants à l'heure actuelle bien qu'il ne soit pas robuste (Dubreuil, 1974).

Le principe d'application de ce test consiste à faire un découpage de l'échantillon en k classes équiprobables d'au moins cinq éléments chacune (ce découpage souffre d'un manquement du fait qu'il n'y a pas de règle précise le permettant). Le χ^2 est calculé de la manière suivante :

$$\chi^2 = \sum_{i=1}^k \frac{(n_i - n_i)^2}{n_i} \quad (26)$$

La probabilité du χ^2 , $P(\chi^2)$, sur un échantillon de population i donnée représente l'adéquation, et a donc 50 % de chances d'être comprise entre 0.25 et 0.75 ; et 90 % de chances être comprise entre 0.05 et 0.95. C'est ainsi que nous prenons $\alpha = 0.05$ comme seuil de signification.

La valeur de $P(\chi^2)$ dépend du degré de liberté ν de l'échantillon qui, lui-même est fonction de la loi d'ajustement et du nombre de classes k . On calcule le degré de liberté ν de la manière suivante :

$$\nu = k - p - 1 \quad (27)$$

où p est le nombre de paramètres de la loi de distribution utilisée ($p = 2$ pour les lois de Gauss et de Gumbel).

La signification de ce test est la suivante : pour un seuil $\alpha = 0.05$, l'adéquation est admise (respectivement rejetée) avec 95 % de chances d'avoir raison lorsque $P(\chi^2) \geq \alpha$ (respectivement $P(\chi^2) < \alpha$). Nous avons ainsi 5 % comme risque de nous tromper en acceptant la loi. Nous pouvons ainsi avoir un risque de première espèce (respectivement de deuxième espèce) de se tromper.

Nous reportons les résultats du test d'adéquation dans le tableau 11. L'hypothèse nulle est " la loi théorique représente l'échantillon ". A partir de ce tableau, nous constatons que la distribution de Gauss pourrait convenir.

Nous allons l'utiliser pour calculer quelques quantiles de débits caractéristiques ainsi que leur intervalle de confiance au niveau 0.05.

test	Loi de Gauss			Loi de Gumbel		
	χ^2	P(χ^2)	Adéquation	χ^2	P(χ^2)	Adéquation
Qmax	0.182	0.670	acceptée	2.364	0.124	acceptée
DCC	0.909	0.340	acceptée	4.545	0.033	rejetée
DC1	2	0.157	acceptée	4.545	0.033	rejetée
DC2	0.909	0.340	acceptée	5.273	0.022	rejetée
DC3	3.091	0.079	acceptée	4.909	0.027	rejetée
DC4	2.364	0.124	acceptée	9.273	0.002	rejetée
DC5	2	0.157	acceptée	7.455	0.006	rejetée
DC6	0.909	0.340	acceptée	6.727	0.009	rejetée
DC7	0.182	0.670	acceptée	4.909	0.027	rejetée
DC8	0.182	0.670	acceptée	4.545	0.033	rejetée
DC9	0.909	0.340	acceptée	3.818	0.051	rejetée
DC10	2	0.157	acceptée	8.909	0.003	rejetée
Module	0.909	0.340	acceptée	3.818	0.051	acceptée

Tableau 11 : Résultats des tests d'adéquation du χ^2 sur les débits caractéristiques ajustés aux lois de distribution théoriques.

b) Détermination de quantiles et de l'intervalle de confiance associé à un quantile.

En pratique, l'estimation du quantile dépend de l'échantillon disponible. On considère le quantile comme étant une variable aléatoire. L'intervalle de confiance renseigne sur l'erreur associée à l'estimation du quantile. Il fournit les limites à l'intérieur desquelles se trouve la vraie valeur du quantile, pour un niveau de confiance donné.

Si \bar{Q}_T est l'estimation du quantile, et Q_T sa valeur exacte (inconnue), l'intervalle de confiance associé à l'estimation de ce quantile au niveau $1-\alpha$ est donnée par (Bobée B., 1976) :

$$\bar{Q}_T - u_{p/2} \sqrt{\text{Var}(\bar{Q}_T)} \leq Q_T \leq \bar{Q}_T + u_{p/2} \sqrt{\text{Var}(\bar{Q}_T)} \quad (28)$$

Pour N suffisamment grand, on suppose que la distribution est normale et elle répond à la loi de Student lorsque $N < 30$.

Le problème de l'estimation de l'intervalle de confiance se ramène à celui de la détermination de la variance $\text{Var}[\bar{Q}_T]$ de l'estimation du quantile qui va dépendre de la loi utilisée. Pour la loi de Gauss qui nous intéresse ici :

$$\text{Var}(\bar{Q}_T) = u_p^2 \text{Var}(\bar{\sigma}) + \text{Var}(\bar{Q})$$

où $\bar{\sigma}$ et \bar{Q} sont les estimations de l'écart-type et de la moyenne à partir de l'échantillon et u_p étant la variable de Gauss.

Lorsque N (N effectif de l'échantillon) est grand, on peut considérer la distribution d'échantillonnage normale. Les variances des caractéristiques empiriques de cette distribution seront donc

$$\text{Var}(\bar{\sigma}) = \frac{\sigma^2}{2N}$$

et

$$\text{Var}(\bar{Q}) = \frac{\sigma^2}{N}$$

d'où la variance du quantile

$$\text{Var}(\bar{Q}_T) = u_p^2 \frac{\sigma^2}{2N} + \frac{\sigma^2}{N} = \frac{\sigma^2}{2N} (u_p^2 + 2)$$

L'intervalle de confiance au niveau α , lorsque l'effectif de l'échantillon N est grand, (distribution d'échantillonnage normale), se met alors sous la forme:

$$\bar{Q}_T - u_{\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\text{Var}(\bar{Q}_T)} \leq Q_T \leq \bar{Q}_T + u_{\frac{\alpha}{2}} \sqrt{\text{Var}(\bar{Q}_T)}$$

Pour $\alpha = 0.05$, on a dans ces conditions :

$$\bar{Q}_T - 1.96\sqrt{Var(\bar{Q}_T)} \leq Q_T \leq \bar{Q}_T + 1.96\sqrt{Var(\bar{Q}_T)} \quad (29)$$

Pour N petit (<30), ce qui est le cas de nos échantillons, la relation précédente n'est plus rigoureusement exacte au niveau de confiance choisi. Nous allons supposer que la moyenne du quantile suit une loi de Student. L'intervalle de confiance s'exprimera dans ce cas sous la forme :

$$\bar{Q}_T - t_{\frac{1-\alpha}{2}} \sqrt{\frac{Var(\bar{Q}_T)}{2}} \leq Q_T \leq \bar{Q}_T + t_{\frac{1-\alpha}{2}} \sqrt{\frac{Var(\bar{Q}_T)}{2}}$$

où t est la variable de Student au degré de liberté N-1.

En faisant une application sur l'échantillon dont nous disposons, nous avons trouvé les débits décennaux et centennaux consignés dans le tableau 12 ci-après.

	T (année)	Quantiles faibles			Quantiles forts		
		Quantile	Intervalle de confiance		Quantile	Intervalle de confiance	
			Inf	Sup		Inf	Sup
		Q_p			Q_p		
<i>Qmax</i>	10	356	171	541	916	732	1102
<i>Qmax</i>	100	128	0	392	1145	881	1409
DCC	10	227	98	355	615	487	743
DCC	100	68	0	251	774	591	957
DC1	10	157	77	236	396	317	476
DC1	100	59	0	172	494	381	607
DC2	10	102	62	143	225	184	266
DC2	100	52	0	110	275	217	333
DC3	10	53	30	76	124	100	147
DC3	100	24	0	58	152	119	186
DC4	10	22	10	34	59	47	71
DC4	100	6.6	0	24	74	56	91
Module	10	46	29	63	97	80	114
Module	100	25	0.6	49	118	94	142

Tableau 12 : Quelques quantiles décennaux et centennaux des débits caractéristiques.

Il arrive que la borne inférieure de l'intervalle de confiance soit négative, ce qui n'a pas de signification physique. Nous avons considéré cette borne comme nulle. Le tableau 13 donne les valeurs de u_p ; p étant la probabilité pour laquelle on veut déterminer la valeur du débit lui correspondant. La table de Gauss donne les valeurs de u_p en fonction de celles de $F(Q)$. Le tableau 14 donne les valeurs de u_p dans le cas de la loi de Gumbel. Le tableau 15 quant à lui donne les valeurs de $t\left(\frac{1-\alpha}{2}\right)$.

II. 6. Conclusion.

Les débits caractéristiques que nous avons générés se caractérisent par une variabilité interannuelle, dans laquelle on distingue cependant une tendance à la baisse jusqu'en 1984-85 suivie d'une tendance à la reprise à partir de 1985-86. L'analyse statistique a montré que les séries débits maximaux, les modules et les débits caractéristiques élevés (DCC, DC1 à DC4) sont indépendantes. Pour les autres (DC5 à DC10) qui sont plus faibles l'hypothèse d'indépendance est rejetée, ce qui permet d'envisager soit une tendance monotone, soit une persistance.

L'analyse statistique a montré que la loi de Gauss pouvait représenter les débits caractéristiques, ce qui nous a permis de calculer quelques quantiles et leurs intervalles de confiance au niveau 0.05 associés.

Parmi les quantiles ainsi trouvés nous choisirons dans le chapitre suivant les seuils pour déterminer les caractéristiques des déficits.

CHAPITRE III

CARACTÉRISATION DES ÉTIAGES.

III. 1. Introduction.

La région d'Afrique située sur la côte Est de l'Atlantique a connu des épisodes secs dont le plus récent remonte aux années 1968-1970. Ce déficit pluviométrique a eu des incidences sur les écoulements de l'ensemble des cours d'eau de la sous-région et en particulier sur le régime de la Gambie dont les débits d'étiage sont presque toujours nuls à la station de Kédougou.

Dans ce contexte il est nécessaire de mener des études permettant de suivre le régime des écoulements dans le fleuve Gambie. En particulier, nous allons étudier les étiages du fleuve Gambie comme étant un phénomène hydrologique extrême dont dépend la demande en eau.

III. 2. Étude du tarissement.

En l'absence de précipitations, tout écoulement observé le long d'un cours d'eau provient des réserves d'eau souterraine. Cette phase dite de vidange correspond au tarissement. Elle provoque la diminution des réserves d'eau du bassin versant hydrogéologique qui alimente le cours d'eau.

La vidange d'un bassin versant obéit à une loi exponentielle qui est de la forme :

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (\text{III. 1})$$

où Q_0 est le débit au jour j correspondant au jour où le tarissement débute ;

Q_t : débit au jour $j + t$;

α : coefficient de tarissement.

La courbe de tarissement représente les apports d'origine exclusivement souterrains et permet d'évaluer le volume drainable des réserves du bassin versant hydrogéologique à une date quelconque du tarissement ou à une date peu antérieure à l'apparition de celui-ci. Ce volume est donné par l'expression suivante :

$$V_0 = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (\text{III. 2})$$

et correspond au volume que les réserves souterraines restitueraient au cours d'eau si la période des basses eaux se poursuivaient indéfiniment.

Cette loi de décroissance, en plus du tarissement, est doublée d'une deuxième loi exponentielle correspondant à l'épuisement qui, lui, est caractérisé par un coefficient de décroissance noté α' plus grand qu'on appelle coefficient d'épuisement. Son existence s'explique par l'importance que prennent les pertes par évaporation dans le lit du cours d'eau par rapport au débit qui y transite lorsque celui-ci atteint des valeurs faibles. Dans ces conditions, le volume écoulé à la station devient évidemment inférieur au volume utile des réserves souterraines totales mais on peut quand même le quantifier selon l'expression suivante :

$$V_0' = \frac{Q_0 - Q_0'}{\alpha} + \frac{Q_0'}{\alpha'} \quad (\text{III. 3})$$

L'étude du tarissement revêt deux aspects :

a) l'étude du coefficient de tarissement qui permet de caractériser l'aptitude à la vidange du bassin versant hydrogéologique, laquelle est liée à la structure des terrains aquifères ;

b) l'étude des débits spécifiques de tarissement qui permet de déterminer l'importance des réserves d'eau souterraine (Rochette C., 1974).

Ainsi, le régime des basses eaux et des étiages des cours d'eau en général et du fleuve Gambie en particulier est conditionné par l'état du remplissage des nappes qui communiquent avec le bassin versant en fin de saison de pluies et de la loi de tarissement caractéristique de la station considérée.

III. 2. 1. Définition du tarissement.

Les hydrogrammes issus des observations à la station de Kédougou de la période allant de 1970-1971 à 1991-1992 (cf figure II-1), permettent de remarquer sensiblement deux périodes différentes: une période de croissance entre Mai et Août et une période de décroissance entre Septembre et Octobre. Cette décroissance est marquée à son début par une pente forte qui s'adoucit ensuite. La partie de la courbe présentant la forte pente correspond à la décrue, et la

partie qui montre une pente douce au tarissement, qui se situe entre les mois de Novembre et Décembre.

III. 2. 2. Courbes de tarissement - coefficients de tarissement.

La courbe de tarissement d'un cours d'eau est définie comme étant la courbe de décroissance des débits correspondant à la vidange de la nappe en l'absence de toute précipitation (Le Gourrières D.). Le coefficient de tarissement est la pente de cette courbe sur papier à échelle semi-logarithmique (cf. fig. III. 1. a et b).

III. 3. Calcul des coefficients de tarissement.

Deux méthodes ont été utilisées dans cette étude pour calculer le coefficient de tarissement :

- la méthode graphique à partir des débits moyens mensuels et journaliers
- le calcul direct à partir des débits moyens journaliers.

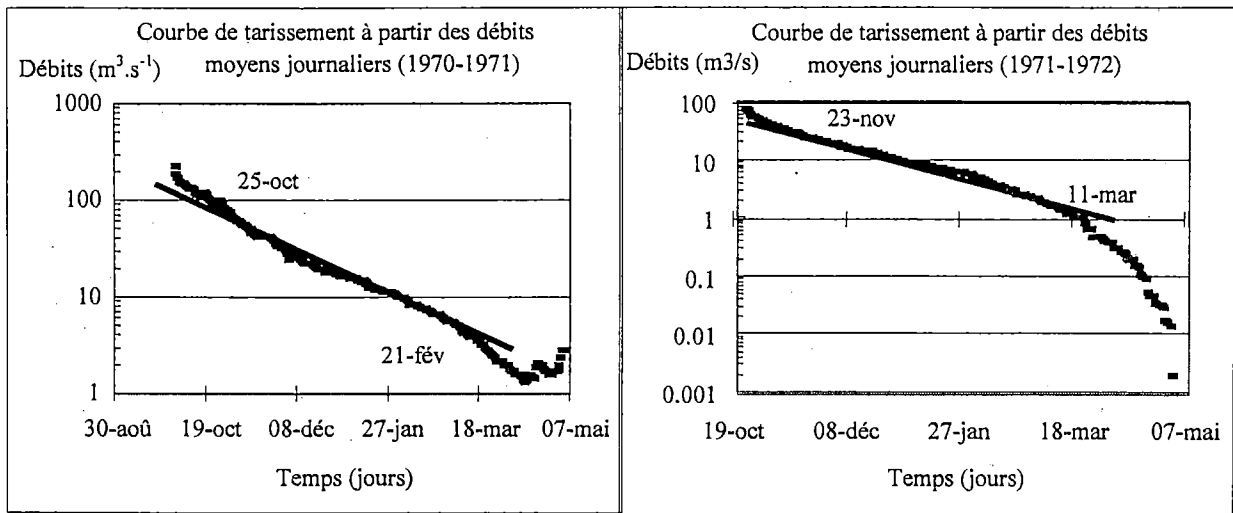
III. 3. 1. Méthode graphique.

Le coefficient de tarissement α est obtenu en reportant sur un système de coordonnées semi-logarithmiques les débits de tarissement (débits moyens mensuels : figures III-1-a ou journaliers : figures III-1-b) en ordonnées, et le temps en abscisses. Le coefficient α est alors défini comme étant la pente de la droite représentative (Chuzeville B., 1990).

En pratique, la détermination de ce coefficient n'est pas aisée :

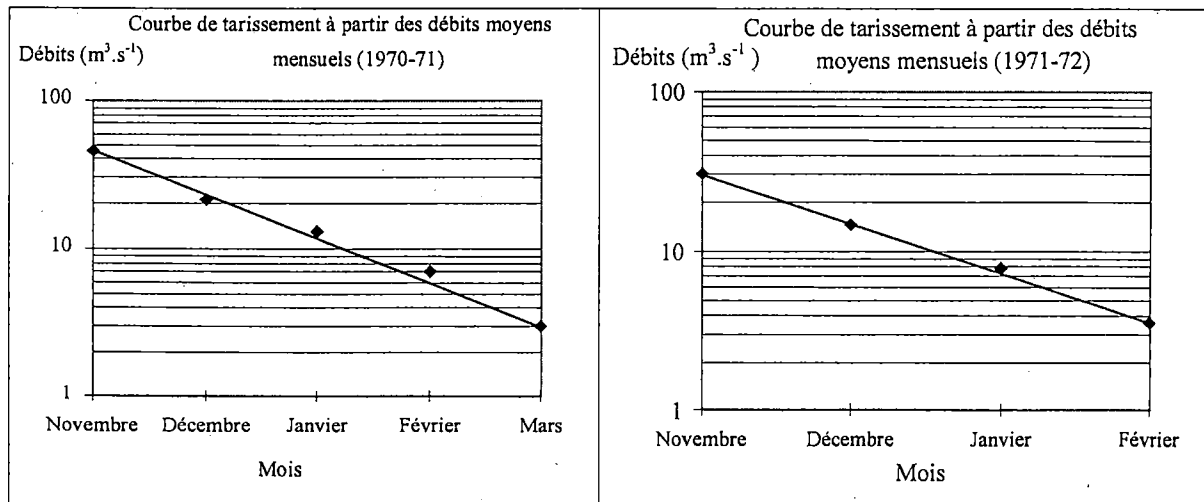
- à l'échelle journalière, les points sont alignés suivant des segments de droites de pentes différentes, dont chacune correspond à une valeur du coefficient de tarissement.
- aussi bien à l'échelle journalière qu'à l'échelle mensuelle, il faut faire la part entre le tarissement et l'épuisement.

Pour déterminer le coefficient de tarissement à partir des débits moyens journaliers, nous avons d'abord repéré sur la courbe de tarissement, deux points, le premier correspondant au début du tarissement, le second au début de l'épuisement ; la pente de cette droite correspond au coefficient de tarissement.



Figures III - 1 - a : Courbe de tarissement à partir des débits moyens journaliers.

A partir des débits moyens mensuels, nous n'avons pas tenu compte du dernier mois de l'année hydrologique, qui est soumis à l'influence de l'épuisement. Le premier mois varie entre Octobre et Décembre. Les points ainsi obtenus s'alignent autour d'une droite moyenne dont la pente fournit également un coefficient de tarissement α en mois^{-1} , que nous avons ensuite divisé par 30 jours pour l'avoir en jour^{-1} .



Figures III. 1. b : Courbe de tarissement à partir des débits moyens mensuels.

III. 3. 2. Méthode de calcul journalier.

Après avoir comme précédemment repéré la date du début du tarissement et celle du début de l'épuisement, nous avons calculé pour chaque jour de cet intervalle de dates le coefficient de tarissement à partir de la relation suivante (qui résulte de l'équation III. 1) :

$$\ln \frac{Q_t}{Q_0} = -\alpha_t (t - t_0) \quad (\text{III. 4})$$

Où α_t est le coefficient journalier de tarissement

Q_0 le débit moyen journalier correspond au début du tarissement

Q_t le débit moyen journalier à la date t .

La représentation des α_t en fonction du temps met en évidence l'existence d'un palier marqué sur lequel ces coefficients varient faiblement. La moyenne des valeurs de α_t sur ce palier fournit le coefficient de tarissement α de l'année considérée (Bamba, 1998).

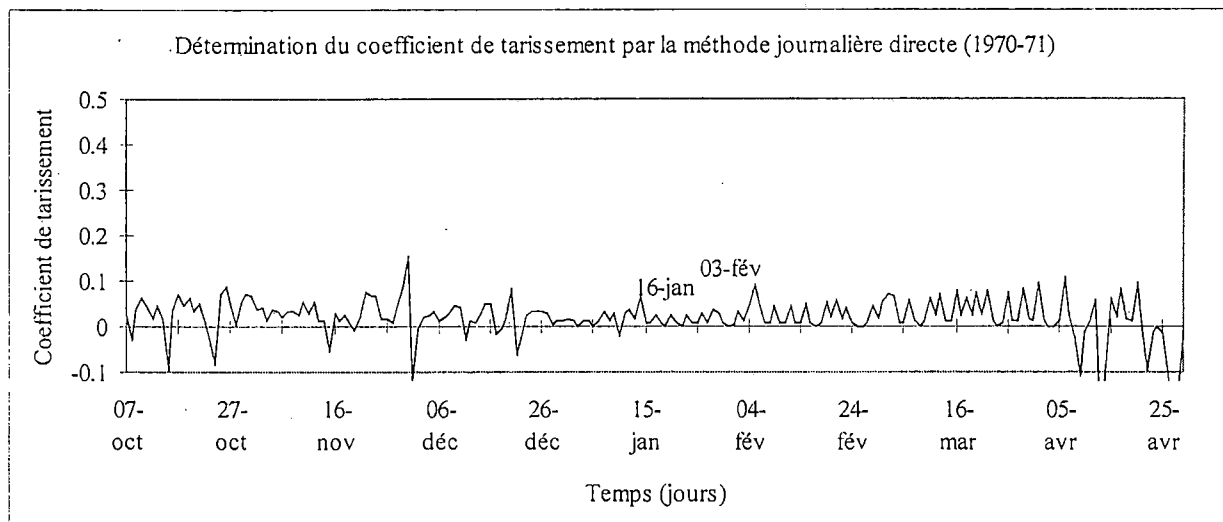


Figure III. 1. c : Détermination du coefficient de tarissement par la méthode de calcul direct.

III. 3. 3. Synthèse et critique des méthodes.

Les différentes méthodes ont été représentées dans les figures III-1(a, b et c). Les résultats obtenus pour chaque année et pour chaque méthode sont cosignés dans le tableau 13 ci-dessous :

Année	Débits caractéristiques						Coefficients de tarissement α				α mensuel Volume des réserves (m^3)
	Q_{max}	Date d'apparition des Q_{max}	DCC	DC1	DCE	Module	Mensuel graphique	Journalier graphique	Journalier (calcul journalier)	Lamagat	
70-71	981	09-août-70	726	499	0.339	111.22	0.022	0.021	0.015		7.14E+03
71-72	607	11-août-71	432	251	0.051	65.75	0.023	0.023	0.018	0.065	3.10E+03
72-73	585	19-août-72	323	241	0	68.09	0.021	0.023	0.018	0.039	4.70E+03
73-74	659	07-sep-73	453	350	0	75.13	0.022	0.023	0.017	0.037	3.40E+03
74-75	790	25-août-74	547	423	0	106.08	0.023	0.022	0.014	0.039	4.74E+03
75-76	993	20-sep-75	587	352	0	86.2	0.022	0.019	0.015	0.034	6.41E+03
76-77	714	18-août-76	339	249	0	79.17	0.022	0.022	0.016	0.031	4.82E+03
77-78	502	11-sep-77	428	209	0	53.54	0.029	0.022	0.025	0.037	2.80E+03
78-79	750	27-sep-78	505	370	0	94.55	0.023	0.023	0.015	0.036	4.70E+03
79-80	365	27-sep-79	243	156	0	49.65	0.026	0.026	0.028	0.034	3.28E+03
80-81	938	11-août-80	539	343	0	83.43	0.024	0.023	0.014	0.039	3.52E+03
81-82	615	23-août-81	411	289	0	67.89	0.023	0.025	0.019	0.037	3.15E+03
82-83	474	15-sep-82	371	240	0	62.7	0.024	0.025	0.021	0.037	2.42E+03
83-84	267	29-sep-83	203	155	0	38.43	0.03	0.025	0.035	0.034	1.45E+03
84-85	320	06-oct-84	143	106	0	34.26	0.037	0.028	0.038	0.036	1.37E+03
85-86	772	05-sep-85	492	341	0	86.36	0.022	0.024	0.015	0.059	4.34E+03
86-87	337	04-sep-86	242	180	0	48.92	0.026	0.020	0.031	0.041	2.31E+03
87-88	531	13-oct-87	349	218	0	58.84	0.026	0.023	0.024		4.27E+03
88-89	822	31-août-88	704	297	0	86	0.025	0.023	0.016		3.86E+03
89-90	869	17-août-89	537	322	0	82.73	0.024	0.024	0.017		7.04E+03
90-91	408	08-sep-90	326	232	0	63.46	0.026	0.029	0.015		2.84E+03
91-92	706	23-août-91	360	261	0	69.67	0.024	0.023	0.019		2.55E+03

Tableau 16 : Débits caractéristiques et coefficients de tarissement du fleuve Gambie à la station de Kédougou.

Nous constatons que les coefficients de tarissement obtenus par les méthodes graphiques sont voisins. La méthode utilisant les débits moyens mensuels est plus facile à utiliser. C'est pourquoi elle a été recommandée par Bamba (1998).

Par contre la méthode du calcul direct à partir des débits moyens journaliers est plus difficile à appliquer : les paliers sur lesquels les coefficients de tarissement journaliers varient peu sont difficiles à discerner. Les coefficients ainsi obtenus par cette méthode sont dans la plupart des cas plus faibles.

A titre d'exemple, nous avons comparé nos résultats avec ceux trouvés dans la Monographie du Fleuve Gambie (Lamagat et al), que nous avons reportés dans la onzième colonne du tableau 13. Ces derniers sont généralement plus élevés. Dans notre travail nous avons soigneusement délimité les parties correspondant au tarissement et à l'épuisement, pour éviter de surestimer le coefficient de tarissement.

III. 3. 4. Évolution interannuelle des coefficients de tarissement et des volumes des réserves dans les nappes d'eau souterraine.

Nous avons représenté l'évolution interannuelle des coefficients de tarissement obtenus par la méthode graphique utilisant les débits moyens mensuels et journaliers et par le calcul direct, d'une part, et par la Monographie du fleuve Gambie d'autre part. La tendance globale est à la hausse pour les coefficients obtenus graphiquement, jusqu'en 1984-85. A partir de cette année, l'évolution des coefficients de tarissement n'est plus la même suivant la méthode de détermination : la méthode des débits mensuels et celle du calcul direct indiquent une tendance à la baisse, tandis que la méthode graphique utilisant les débits moyens journaliers conserve la tendance à la hausse déjà mentionnée.

Sur la période d'étude, l'évolution des coefficients de tarissement trouvés par la méthode des débits moyens mensuels et la méthode directe reproduisent celle des modules et des débits caractéristiques, avec une baisse jusqu'en 1984-85, suivie d'une reprise à partir de l'année 1985-86. Cela se justifie par le fait que le coefficient de tarissement reproduit les fluctuations observées au niveau du régime d'écoulement : à une année abondante correspond un coefficient de tarissement faible et vice versa (cf figure III-2 et figure III-3).

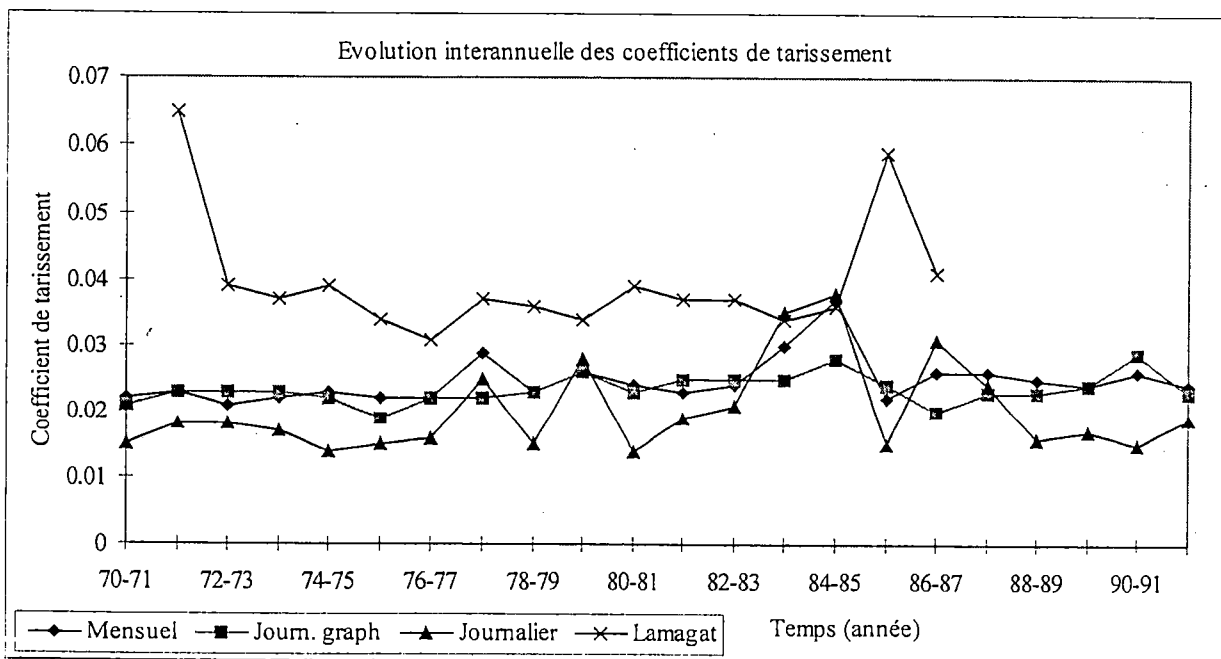


Figure III - 2 : Évolution interannuelle des coefficients de tarissement.

Comme le montre la figure ci-dessous, les volumes écoulés, calculés à partir des coefficients de tarissement. Cependant, il faut noter que le calcul des réserves d'eau souterraines dépend de la méthode utilisée lors du calcul des coefficients de tarissement ce qui rend difficile la détermination du volume exact des réserves d'eau souterraine.

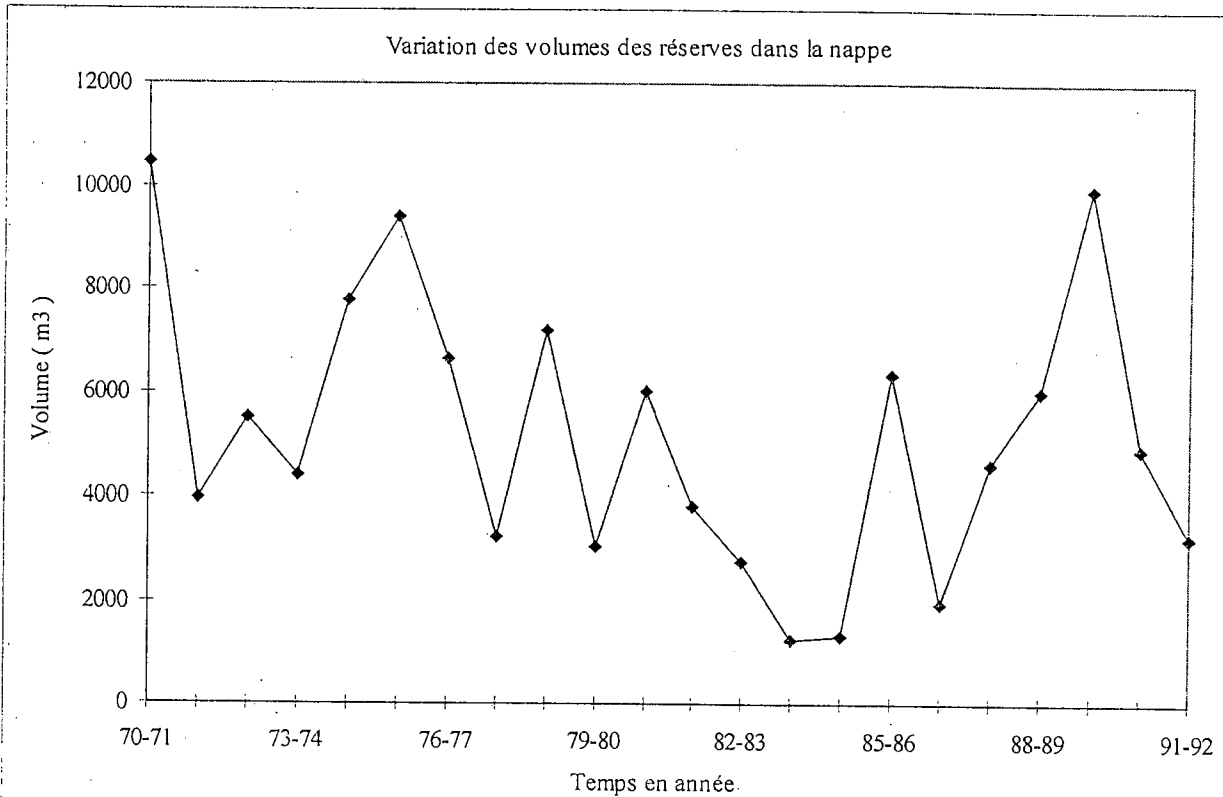


Figure III - 3 : Évolution interannuelle des volumes de réserves dans les nappes d'eau souterraines.

III. 4. Caractérisation des déficits.

La notion de déficit est une notion très importante dans l'étude du régime d'un cours d'eau. Elle est étroitement liée à celle du seuil qui mérite d'être définie.

III. 4. 1. Notion de seuil.

Le seuil équivaut à un débit qui, soit est toujours dépassé, soit n'est jamais dépassé pendant la durée d'observation (G. Galéa & C. Prudhomme, 1997).

Pour les études hydrologiques, le seuil est souvent définie de deux manières différentes selon le type de problème à résoudre :

- comme un phénomène hydrologique extrême ;
- relativement à une demande en eau.

La première considération renvoie à définir le seuil comme quantile d'un débit caractéristique

La seconde conception de la notion de seuil tient compte de la satisfaction d'un certain débit qui correspond à une demande en eau. C'est cette dernière définition qui est utilisée dans la résolution des problèmes liés au dimensionnement des ouvrages d'aménagement qu'on pourrait implanter dans le cours d'eau.

III. 4. 2. Définition du déficit.

La notion de déficit est lié à celle de seuil : le déficit est observé lorsque le seuil n'est pas dépassé. Dans ces conditions le besoin pour lequel ce seuil a été défini n'est pas satisfait. Il faut alors un apport extérieur pour couvrir la quantité d'eau manquante.

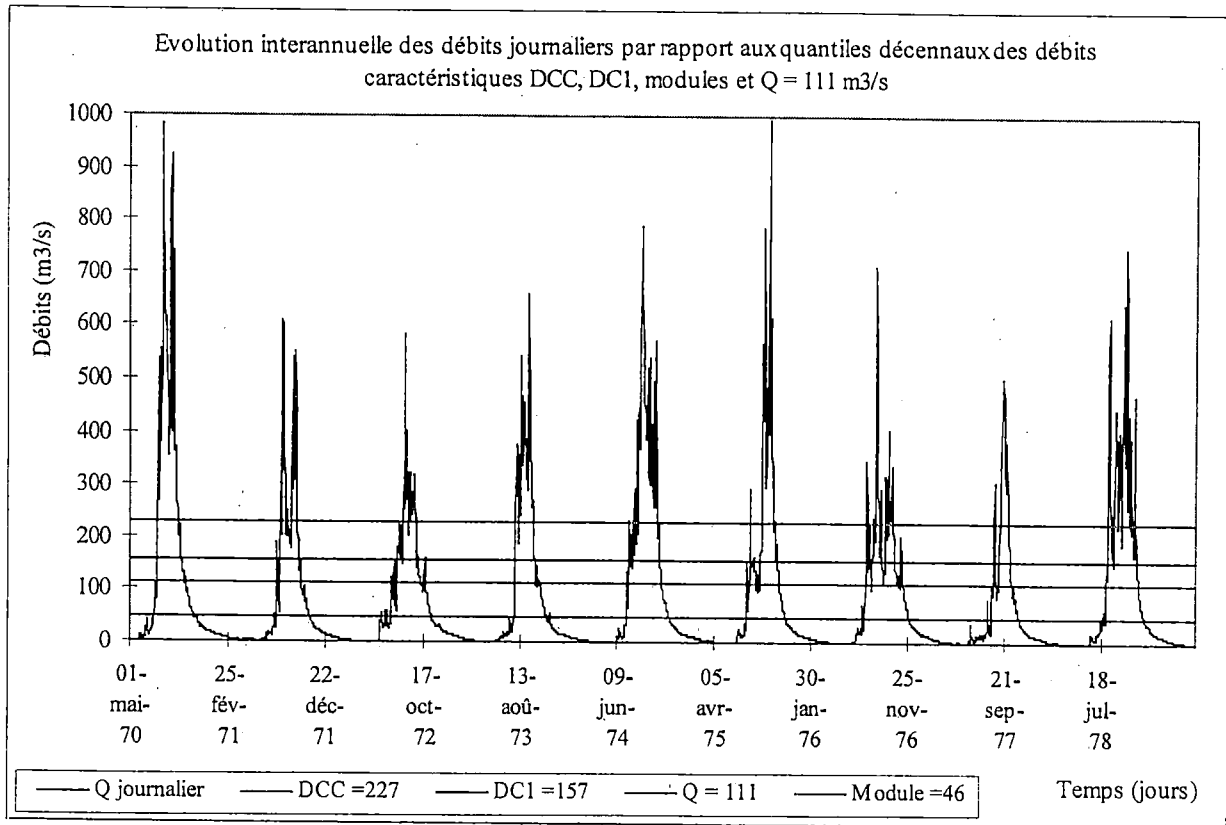
III. 4. 3. Caractérisation des déficits.

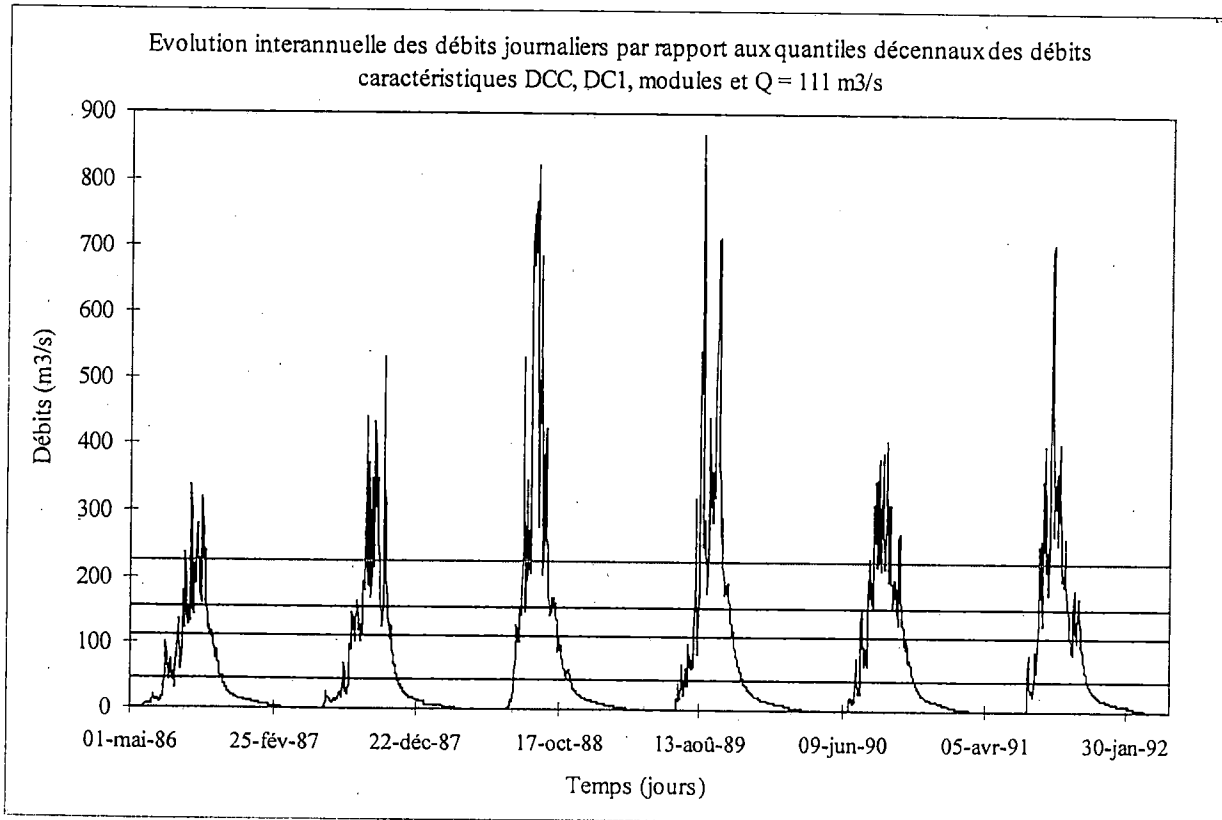
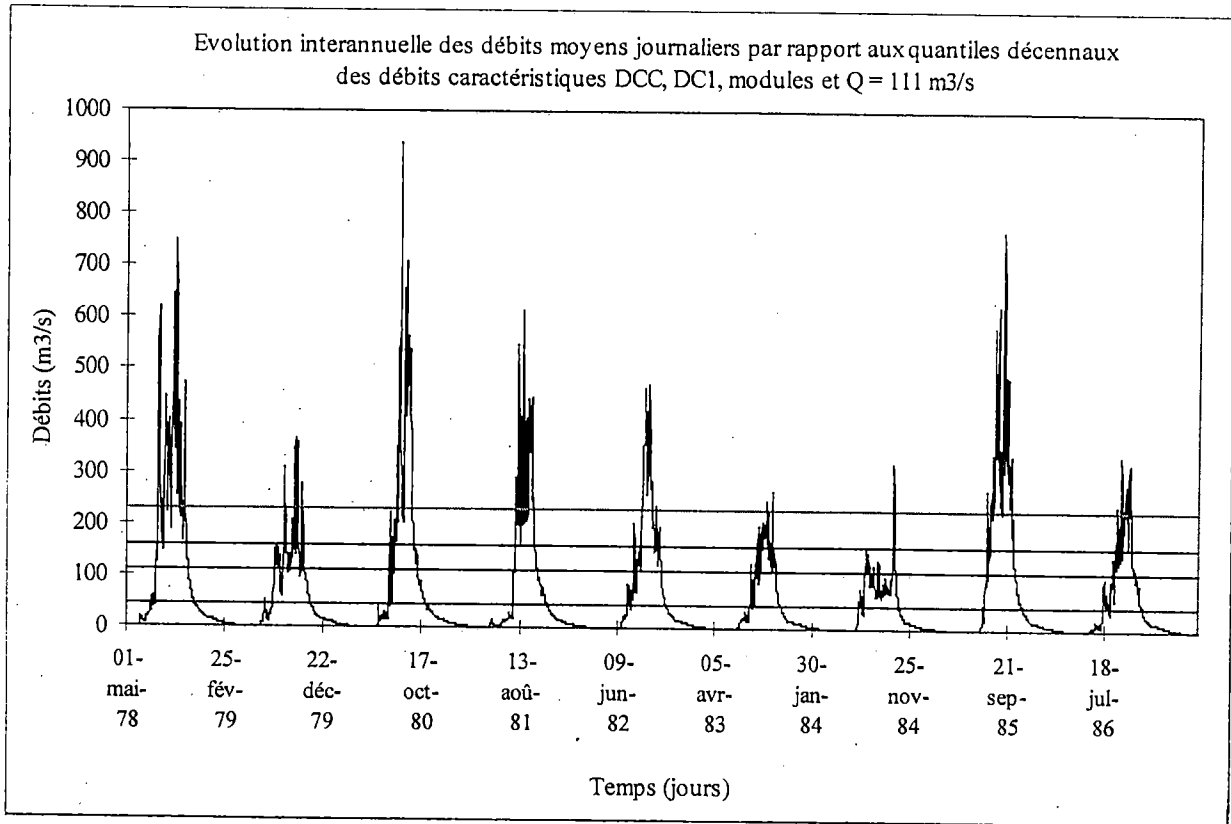
Parmi les variables hydrologiques utilisées pour caractériser les déficits, nous avons retenu deux :

- la durée, définie comme étant le temps écoulé entre deux dépassements successifs du seuil,
- le volume du déficit, que nous définissons comme étant le volume délimité par l'hydrogramme, une droite parallèle à l'axe des temps, d'équation $Q = Q_s$, Q_s étant le débit correspondant au seuil, deux droites parallèles à l'axe des débits, d'équations respectives $t = t_i$, et $t = t_f$, t_i et t_f étant respectivement les dates de début et de fin du déficit.

Dans cette étude nous avons pris comme seuils hydrologiques le quantile décennal faible du module (46 m³/s), du débit caractéristique de crue, DCC (226 m³/s), et du débit caractéristique dépassé 1 mois dans l'année, DC1 (157 m³/s), et un seuil lié à une demande en eau le débit $Q_{e\text{ lect}} = 111 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ nécessaire pour la production électrique (OMVG, 1998).

Pour calculer les caractéristiques des déficits relatifs à ces seuils respectifs, nous avons disposé à la suite l'un de l'autre les hydrogrammes de chaque année hydrologique de la période étudiée. L'intersection du graphe obtenu avec la droite $Q = Q_s$ parallèle à l'axe des temps fournit les dates de début et de fin du déficit, ce qui permet de calculer les caractéristiques recherchées (figures III-4).





Figures III. 4 : Évolution interannuelle des débits moyens journaliers par rapport aux quantiles décennaux de quelques débits caractéristiques.

Nous avons lors du calcul, deux types de déficits selon la période où ils se produisent :

- ceux qui se produisent entre la période de décrue d'une année hydrologique donnée et la période de montée des eaux de l'année qui suit immédiatement
- ceux qui se produisent pendant la période des hautes eaux

Dans ce présent travail, nous nous sommes intéressés au premier type de déficits, qui sont généralement plus longs et plus sévères.

Dans le tableau T14 ci-dessous, nous avons indiqué les valeurs caractéristiques des déficits (durées et volumes) calculées par rapport aux seuils retenus.

dates	Durées des périodes déficitaires			Volumes déficitaires		
	Seuil : DCC ₁₀	Seuil : DC ₁₀	Seuil : Q = 111 m ³ .s ⁻¹	Seuil : DCC ₁₀	Seuil : DC ₁₀	Seuil : Q = 111 m ³ .s ⁻¹
70-71	315	305	277	5.29E+09	3.45E+09	2.25E+09
71-72	322	302	282	5.30E+09	3.43E+09	2.23E+09
72-73	310	304	278	5.31E+09	3.47E+09	2.28E+09
73-74	319	292	274	5.20E+09	3.38E+09	2.24E+09
74-75	322	278	265	5.19E+09	3.27E+09	2.16E+09
75-76	286	274	269	4.97E+09	3.29E+09	2.21E+09
76-77	311	282	278	5.23E+09	3.36E+09	2.24E+09
77-78	306	301	292	5.37E+09	3.56E+09	2.39E+09
78-79	302	298	263	5.12E+09	3.33E+09	2.16E+09
79-80	284	262	259	4.93E+09	3.20E+09	2.17E+09
80-81	315	308	297	5.50E+09	3.65E+09	2.44E+09
81-82	334	304	294	5.62E+09	3.58E+09	2.38E+09
82-83	370	311	291	5.71E+09	3.59E+09	2.39E+09
83-84	370	368	275	6.11E+09	3.91E+09	2.31E+09
84-85	284	281	278	5.24E+09	3.56E+09	2.44E+09
85-86	336	319	297	5.62E+09	3.64E+09	2.39E+09
86-87	334	327	292	5.63E+09	3.66E+09	2.41E+09
87-88	287	283	262	5.07E+09	3.37E+09	2.27E+09
88-89	313	298	291	5.34E+09	3.49E+09	2.33E+09
89-90	316	289	266	5.19E+09	3.38E+09	2.22E+09
90-91	314	290	283	5.29E+09	3.48E+09	2.34E+09
Moyenne	317	299	279	5.34E+09	3.48E+09	2.30E+09
Ecart-type	24	22	12	2.75E+08	1.63E+08	9.24E+07

Tableau 17 : Tableau des nombres de jours excédentaires et déficitaires.

Ce tableau montre que la durée des périodes déficitaires et le volume des déficits dépendent du seuil considéré: elle est d'autant plus importante que le seuil est élevé.

Pour les années hydrologiques 1983-84, et 1984-1985, nous avons constaté des durées de déficits supérieures à une année hydrologique pour des seuils correspondants aux DCC₁₀ et

DC1₁₀. Ces années sont parmi les plus déficitaires, de sorte que ces seuils ne sont dépassés que pendant 2 à 5 jours.

Par ailleurs, les caractéristiques des déficits varient d'une année à l'autre, en rapport avec la forme des hydrogrammes, donc la répartition temporelle des précipitations en amont du bassin du fleuve, dans la région du Fouta Djalon.

Pour mieux mettre en évidence ce comportement, nous avons représenté aux figures III-5 et III-6 l'évolution interannuelle de ces caractéristiques toujours suivant les mêmes seuils. Ces courbes montrent deux tendances différentes:

- une première à la hausse jusqu'en 1984-85
- une seconde à la baisse à partir de 1985-86

Cette évolution coïncide avec celle constatée avec les débits caractéristiques.

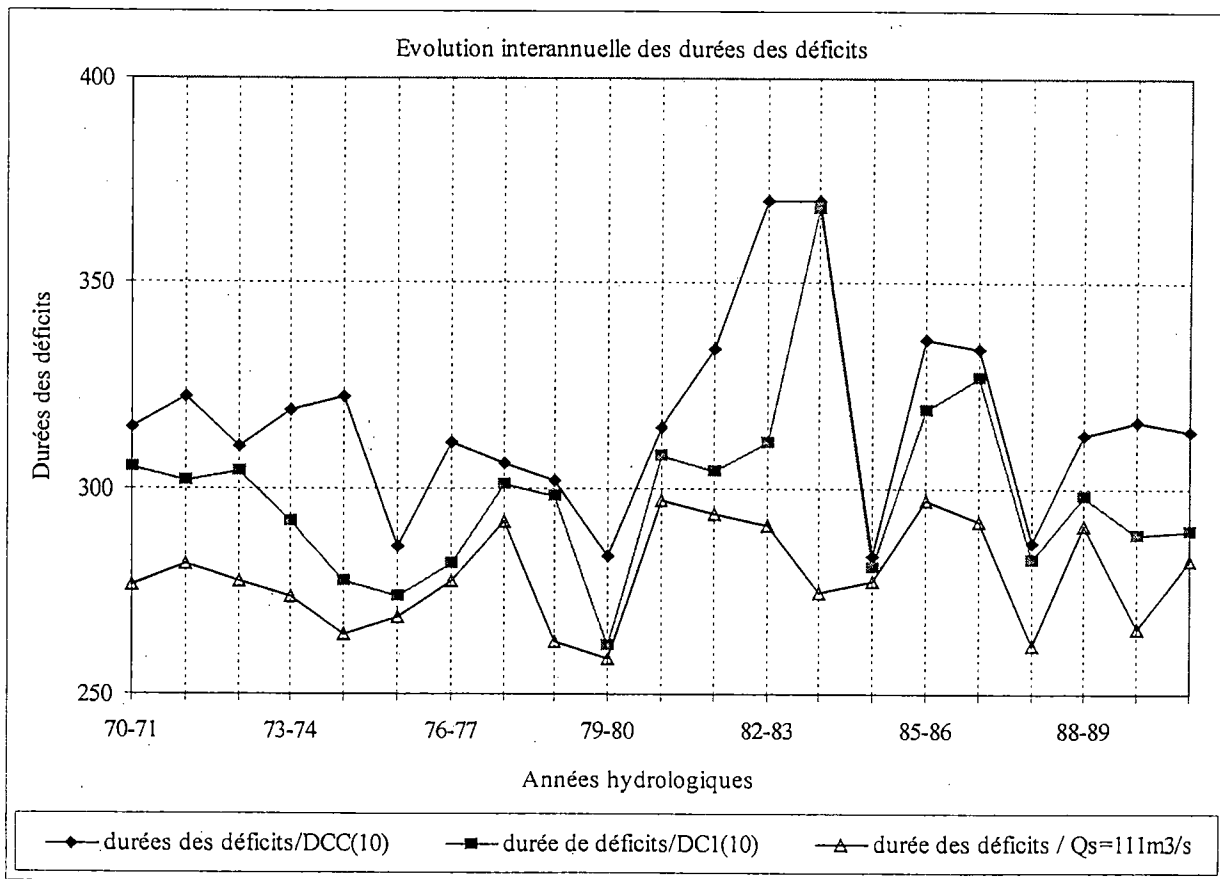
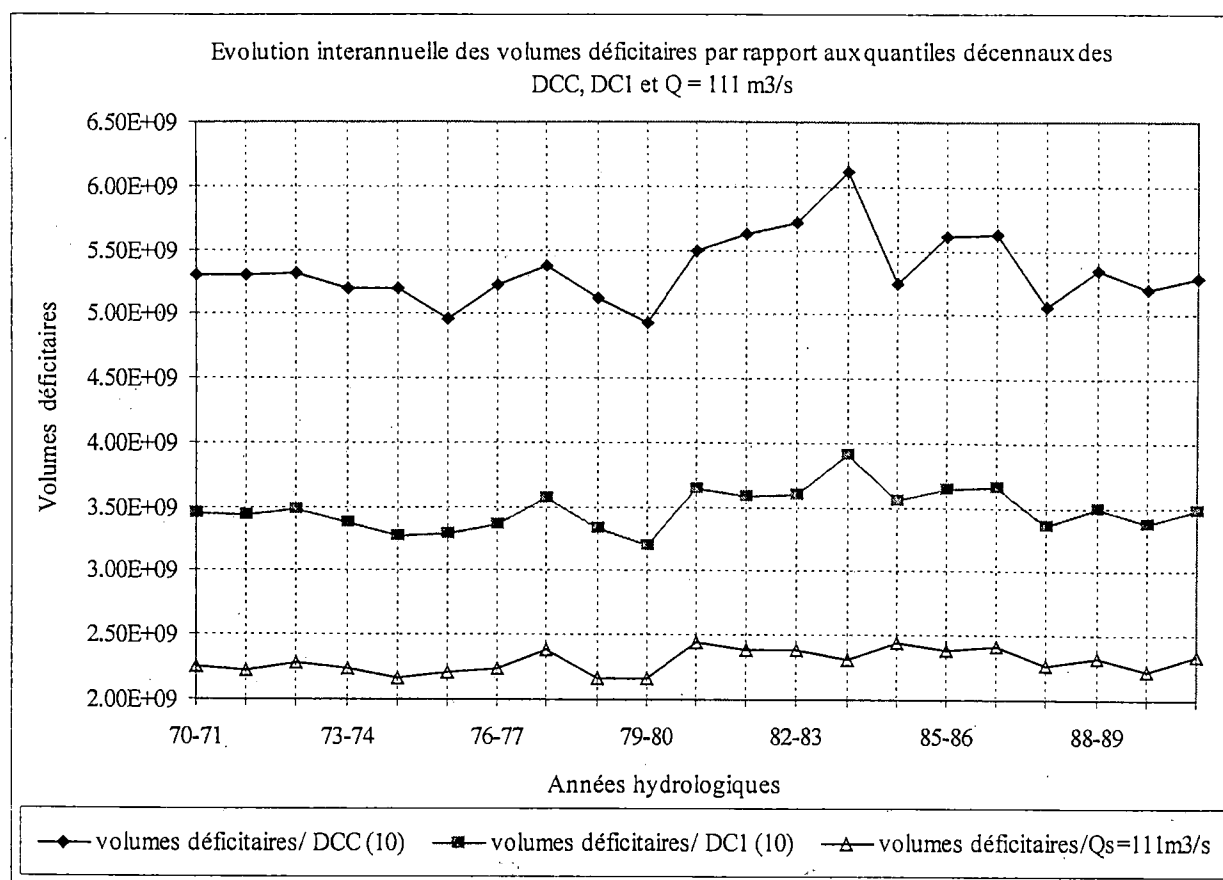


Figure III. 5 : Évolution interannuelle des durées de déficits



Figures III. 6 : Évolution interannuelle des volumes déficitaires.

III. 5. Analyse statistique.

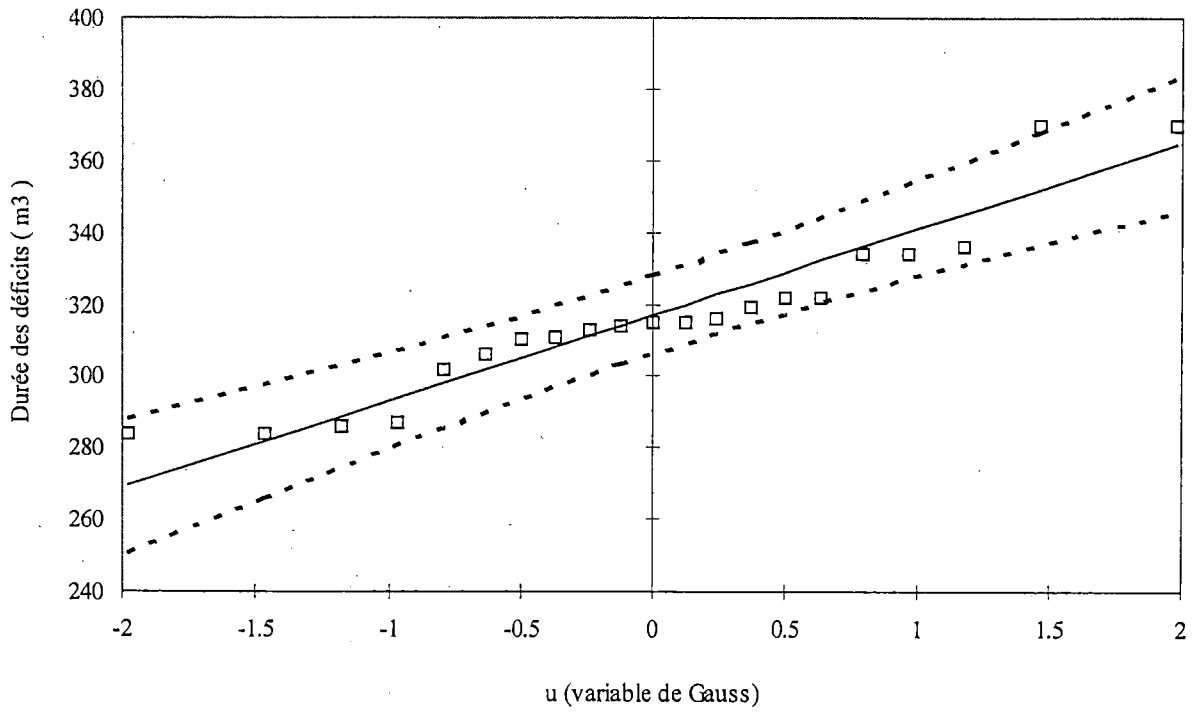
Les figures III-5 et III-6 montrent que les caractéristiques des déficits peuvent être considérées comme des variables aléatoires, que nous allons caractériser par leurs distributions et leurs statistiques.

Dans cette partie du rapport, nous n'allons pas en faire une étude statistique complète (vérification de l'indépendance et homogénéité). Nous allons faire l'hypothèse que ces propriétés sont vérifiées.

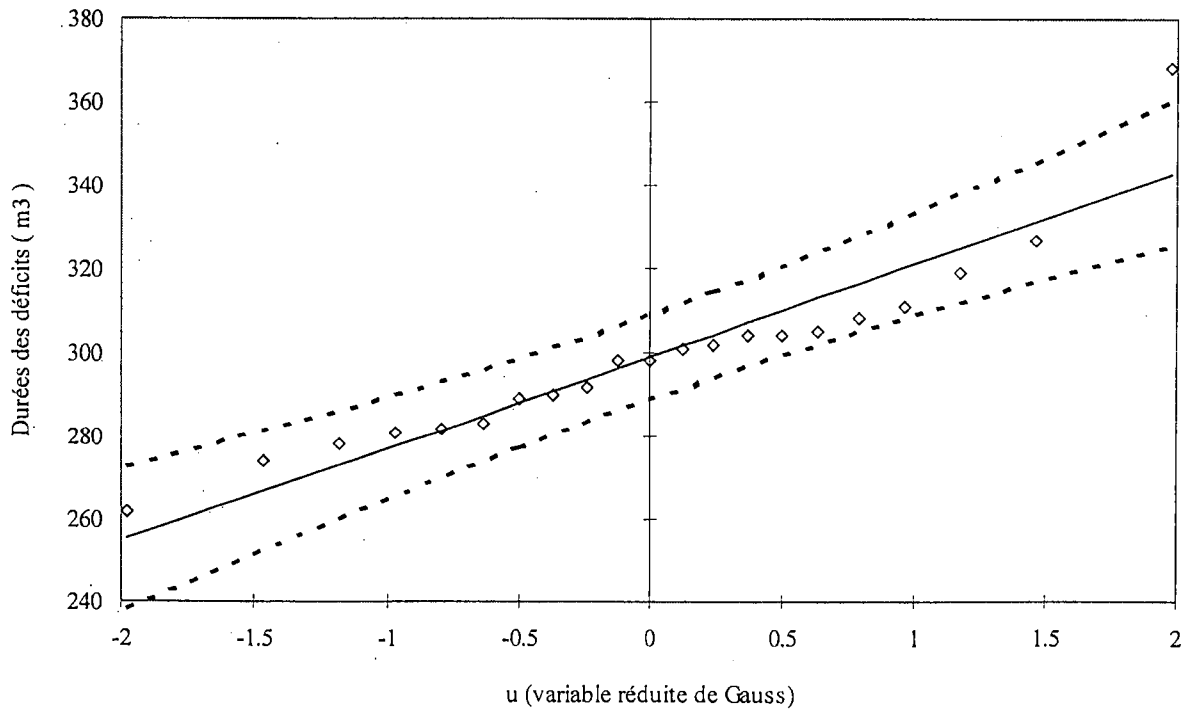
Nous allons rechercher directement la distribution de ces variables aléatoires en les représentant sur papier Gauss généré par ordinateur (figures III-7 et III-8).

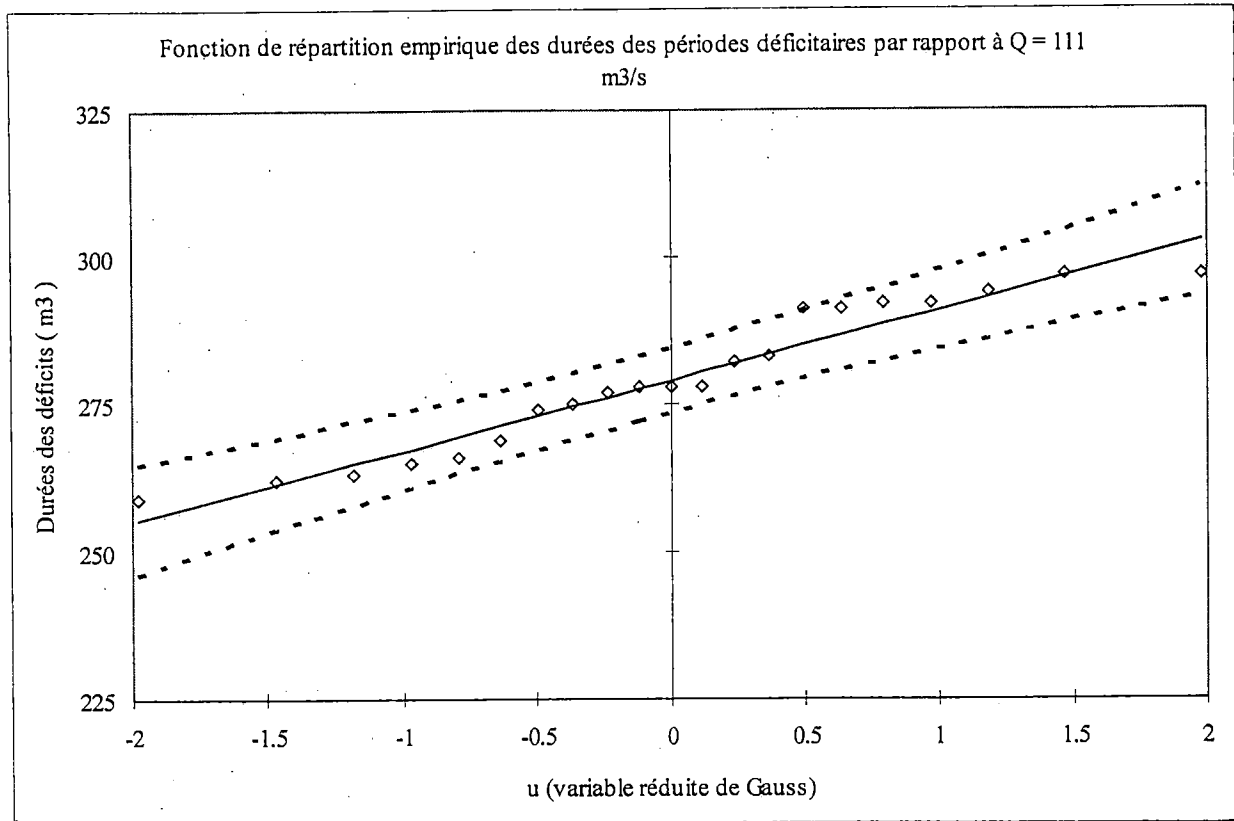
L'alignement des points permet de faire l'hypothèse d'une distribution gaussienne pour les séries chronologiques des volumes déficitaires par rapport aux seuils concernés. Nous avons pour confirmer notre hypothèse tracé les limites de l'intervalle de confiance au niveau 0.05.

Fonction de répartition empirique des durées des périodes déficitaires par rapport à DCC (10)

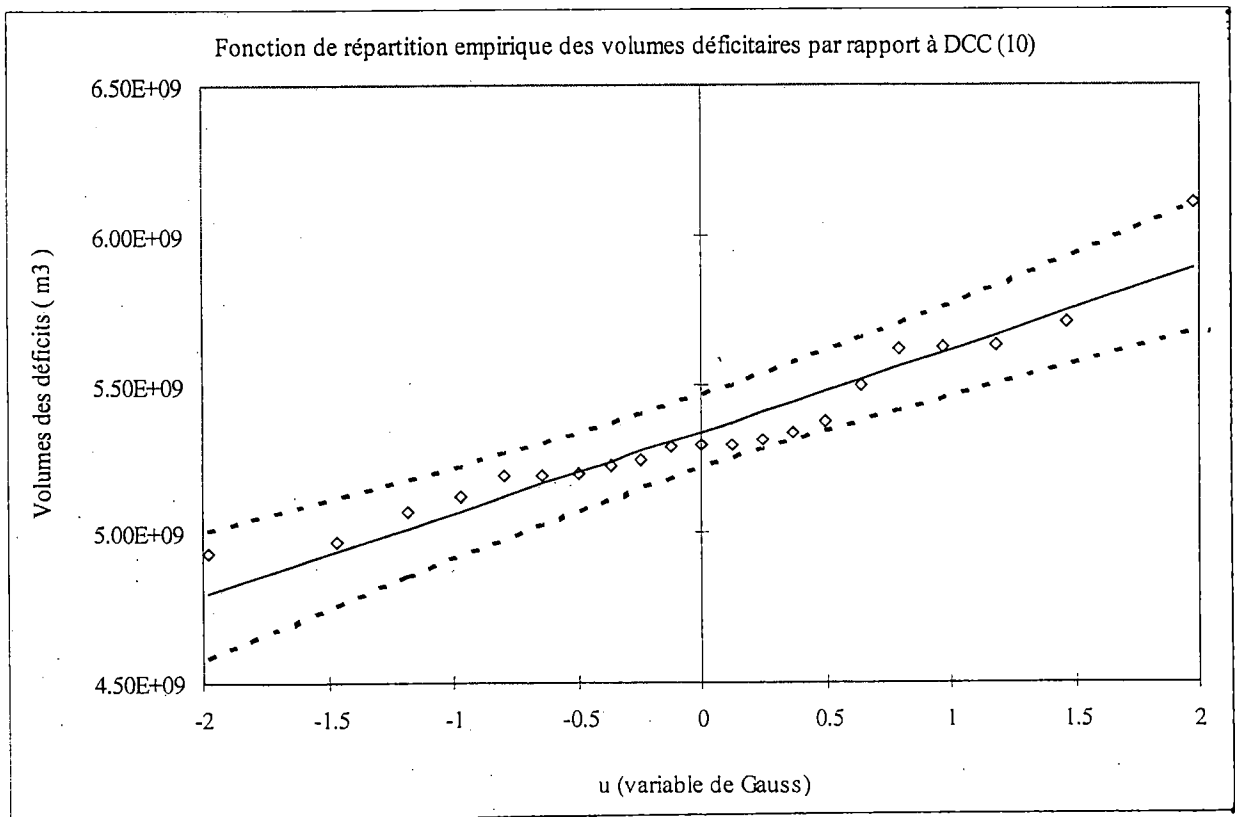


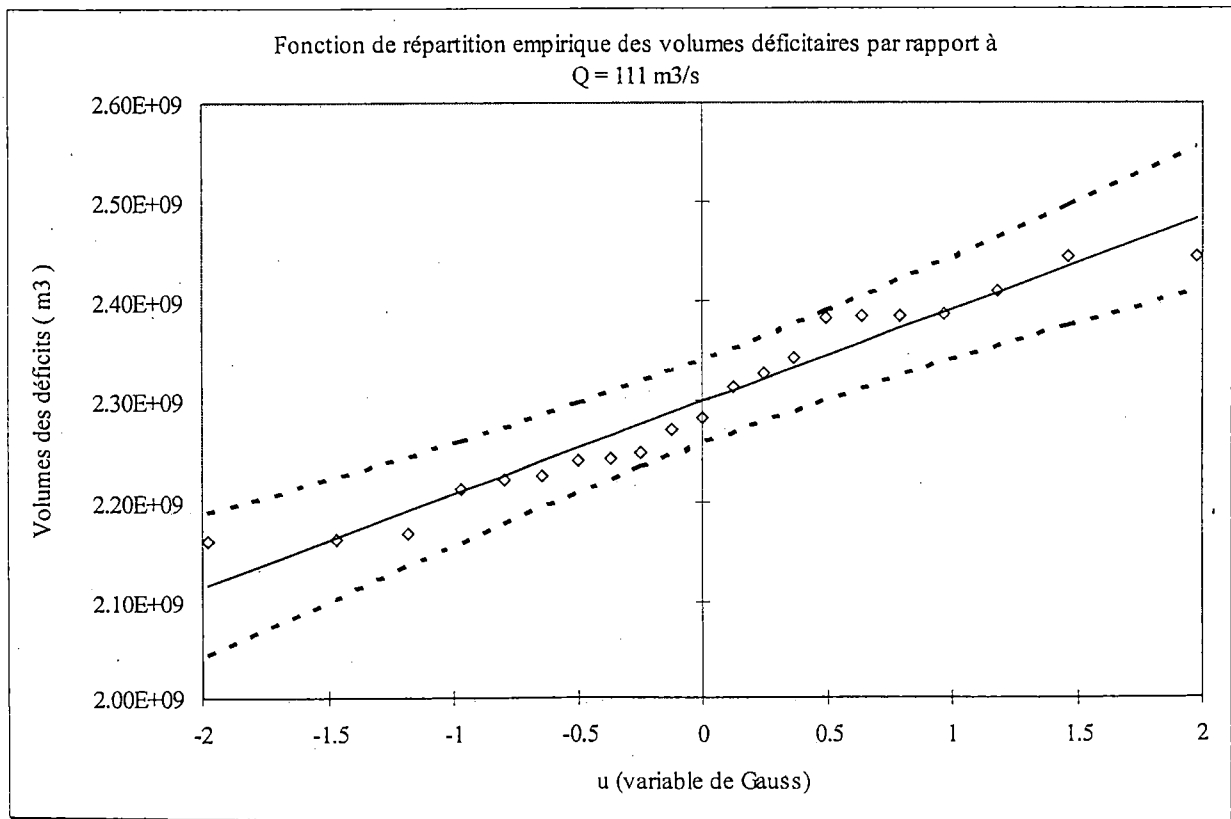
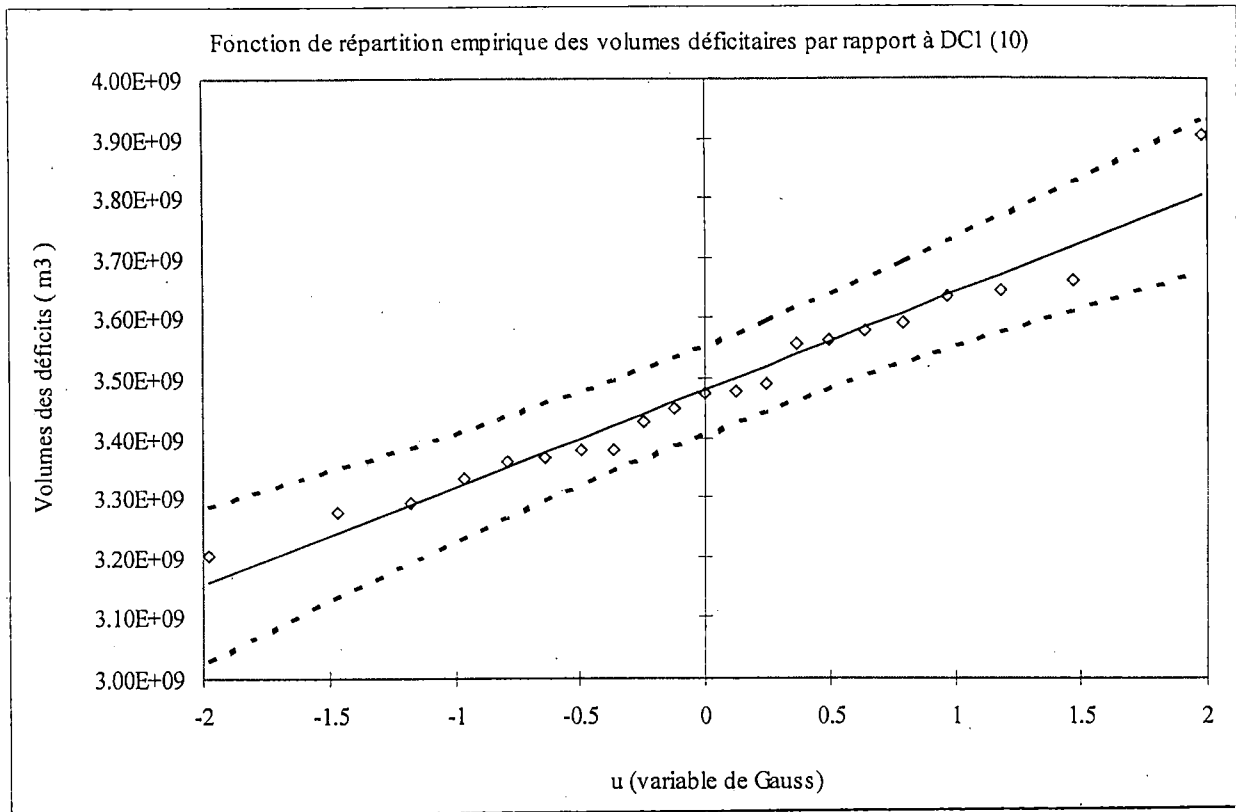
Fonction de répartition empiriques des durées des périodes déficitaires par rapport à DC1 (10)





Figures III. 7 : Fonction de répartition empirique des durées déficitaires.





Figures III. 8 : Fonction de répartition empirique des volumes déficitaires.

III. 6. Conclusion.

L'étude faite dans ce chapitre a montré que les coefficients de tarissement calculés par les méthodes graphiques, que ce soit à partir des débits moyens mensuels ou des débits moyens journaliers ont des valeurs voisines, différentes de celles calculées par la méthode directe fondée sur les débits moyens journaliers. Les valeurs que nous avons trouvées dans la Monographie Hydrologique du fleuve Gambie sont généralement plus grandes. L'évolution des coefficients de tarissement suit celle des débits caractéristiques du chapitre II, à savoir une période globalement croissante, correspondant à un déficit, puis une période décroissante, coïncidant avec une reprise.

Les caractéristiques des déficits que nous avons utilisés sont étroitement liées aux valeurs des seuils et au régime hydrologique, et reproduisent les mêmes tendances d'évolution que les coefficients de tarissement. L'ajustement statistique a montré qu'elles peuvent être en première approximation représentées par une loi de Gauss.

Les durées des périodes déficitaires ainsi que les volumes correspondant sont généralement importants par rapport aux seuils que nous avons considérés à la station de Kédougou.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce travail qui avait pour cadre général l'étude des basses eaux du fleuve Gambie à la station de Kédougou a permis de mettre en évidence les tendances communes des débits caractéristiques, avec deux périodes charnières :

- une première antérieure à l'année hydrologique 1984-85 caractérisée par un déficit des écoulements,
- une deuxième qui commence à partir de l'année hydrologique 1985-86, avec une légère reprise.

L'analyse statistique des séries des débits caractéristiques a montré que celles qui sont les plus faibles (DC6 à DC10) sont généralement caractérisées par une tendance monotone, ou une persistance, alors que celles qui sont les plus élevées (débits maximaux, modules, DCC, DC1 à DC5) sont indépendantes. Le même constat est fait quant à l'homogénéité: pour les premières, l'hypothèse d'absence de rupture est rejetée aussi bien par le test de Pettitt que par celui de l'ellipse de contrôle, alors que pour les dernières cette hypothèse est acceptée. Pour ce dernier test, la proportion de points hors de l'ellipse n'a pas permis d'apporter une conclusion, et nous avons lorsque le cas s'est présenté, adopté le résultat du test de Pettitt. La loi de Gauss pouvait être utilisée pour représenter ces séries, ce qui ont servi par la suite sévirent comme seuils pour simuler des scénarios de planification des ressources en eau.

Dans le cadre de la gestion des ressources en eau, les étiages revêtent une grande importance. Les coefficients de tarissement calculés par deux méthodes graphiques utilisant aussi bien les débits moyens journaliers que les débits moyens mensuels conduisent à des résultats voisins. Ces résultats sont cependant supérieurs à ceux obtenus par la méthode de calcul direct à partir des débits moyens journaliers. Les difficultés de la détermination de ces coefficients, et l'imprécision des résultats obtenus sont sans commune mesure avec l'importance de ces coefficients pour le calcul des volumes des réserves souterraines. L'évolution interannuelle des coefficients de tarissement reflète celle des débits caractéristiques dont elle reproduit les mêmes tendances.

Pour caractériser les déficits, nous avons utilisé des seuils hydrologiques (DCC₁₀ faible, DC1₁₀ faible) et un seuil lié à la demande en eau nécessaire pour la production de l'électricité. Les caractéristiques des déficits que nous avons utilisés (durée, volumes

déficitaires) suivent également grossièrement la même évolution que les débits caractéristiques. Pour les seuils élevés (DCC_{10} faible, $DC1_{10}$ faible), ces caractéristiques prennent des valeurs très importantes.

Références bibliographiques

Aka A. et al. (1995) : Analyse statistique de l'évolution des écoulements en Côte d'Ivoire. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement. IAHS Publication n°238 ; ISSN 0144-7815. P.P. 167-177.

Bedient P. B. et Wayne C. H. (1988) : Hydrology and Flood Plain Analysis. Addison-Wesley Publishing Compagny. P.P.: 139 - 205.

Bobée B. (1976) : Contribution à la statistique des débits maximaux annuels de crue par les distributions de Pearson Type 3 et log-Pearson Type 3 ; thèse de Doctorat-Ingénieur ; Université Paul Sabatier de Toulouse ; 157 pages.

Dubreuil P. (1974) : Initiation à l'analyse hydrologique (Dix exercices suivis des corrigés); professeur d'hydrologie à l'université de Paris VI, à l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts et à l'E.N.S.E.E.I.H.T. (Toulouse) ; Directeur de Recherche de l'O.R.S.T.O.M. ; 216 pages.

Eskenazi, Ir. E. (juin 1985) : The forecast of drought discharges of the river Meuse ; Water Resources for Rural areas and their communities ; IWRA V th World congress on water resources ; p.p.. 1065 - 1074.

Galéa G. et Prudhome C. (1997) : Notions de base et concepts utiles pour la compréhension de la modélisation synthétique des régimes de crue des bassins versants au sens de modèles QdF ; Revue des Sciences de l'eau. Vol. 10/1. P.P: 83 - 101.

Giakoumakis. S. G. ; Baloutsos. G.(1997) : Investigation of trend in hydrological time series of the Evinos River basin. . Hydrological Sciences journal. Volume 42, number 1, February 1997. p.p. 81 - 88.

Gouze J. C. (1990) : Etude statistique des précipitations sur la région toulousaine et l'Aveyron et application de processus de transformation pluie-débit à la prévision des crues sur l'Aveyron ; thèse de Doctorat de l'Institut National Polytechnique de Toulouse (Mécanique des Fluides) ; 251 pages.

Hubert P., Carbonnel J. P. et Chaouche A. : Segmentation des séries hydrométéorologiques - application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'ouest.

Kebaili Bargargaoui Z. (1990) : Modélisation stochastique des sécheresses annuelles et pluriannuelles.

Konaté L. (1998) : Les bas-fonds dans le réseau hydrographique du fleuve Gambie. Thèse de Doctorat de troisième cycle.

Kottegoda N. T. (1980) : Stochastic Water Resources Technology. Department of Civil Engineering, University of Birmingham ; 373 pages.

Le Gouriers D. : Cours d'hydrologie de surface. Université de Dakar. ; 170 pages.

Lubès H. ; Masson J. M. et al ; (Juin 1976) : Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques. Etude bibliographique. Programme ICCARE - Rapport n° 3.

Moret Brunet (1969) Etude de quelques lois statistiques utilisées en " hydrologie ". Cah. O.R.S.T.O.M. sér. hydrol. Vol. VI, N° 3, 1969 ; 99 pages

OMVG - Rapport final définitif de la phase 1 (Mai 1996). Etude pour l'intégration des investissements de production et de transport d'énergie électrique dans les Etats membres: Sénégal, Gambie, Guinée Bissau, Guinée. Volume 4. Aménagement des sites hydroélectriques dans les bassins des fleuves Gambie et Koliba-Corubal. P.P.. 9 - 12.

OMVG : SOGREAH - HYDROCONSULT - SCET Tunisie (Novembre 1998) : Etude du schéma hydraulique du fleuve Gambie. Rapport provisoire de deuxième phase. 40 0221 R8.a.

- Volume 1 : Rapport principal. P.P. 61 - 66.
- - Volume 2 : Annexe 1, P.P. 13 - 18.
- - Volume 3 : Annexe 7 : P.P. 8 - 11 ; P.P. 15 - 19 Annexe 8 : P. 50

Rochette C. (1974) : Le bassin du fleuve Sénégal. Monographie hydrologique (ORSTOM). Office de la recherche Scientifique et Technique outre mer, Paris. P.P. 307 - 312.

Tallaksen L., Henrik M, Claussen B (1997) : On the definition and modelling of streamflow drought and deficit volume. Hydrological Sciences journal. Volume 42, number 1, p.p. 15-33.

Annexe

Programme MATLAB de détermination de l'autocorrélogramme
(test d'indépendance des séries)

```
function autoco
```

```
% cette fonction fait le test de detection  
% rupture et donne la valeur maximale de U  
% connaissant la matrice des echantillons Q.
```

```
% Stockage des échantillons.
```

```
Q=[];
```

```
N=input('Nombre des echantillons:');
```

```
for k=1:N,
```

```
p=input(' echantillon:');
```

```
Q=[Q p];
```

```
end;
```

```
% Test de rupture et calcul des variables U
```

```
d=0;
```

```
U=[];
```

```
for t=1:N-1,
```

```
    d=d+1;D=[];
```

```
    for i=1:d,
```

```
        for j=t+1:length(Q),
```

```
            a=Q(1,i);b=Q(1,j);
```

```
            if (a-b)==0,
```

```
                c=0 ;end;
```

```
            if (a-b)>0,
```

```
                c=1;end;
```

```
            if (a-b)<0,
```

```
                c=-1; end;
```

```
            D=[D c];
```

```
end;
p=sum(D);

end;
U=[U p];
end;
disp('les variables U sont :');
U

% Determination de la valeur maximale de la variable U
% et calcul de la probabilité en fonction de Umax:
%  $p=2*\exp(-6K^2/N^3+N^2)$ .

K=U(1,1);
for i=2:length(U),
    if K<U(1,i),
        K=U(1,i);
    end;
end;
disp('la valeur maximale est :');
Umax=K
disp('la probabilité est estimée à une valeur égale à:');
Num=6*Umax^2;
Deno=(N^3+N^2);
p=2*exp(-Num/Deno)
end
```

C

Programme BASIC de détermination du test de corrélation sur le rang de Kendall

(test d'indépendance des séries)

DIM Q(200), U(80), d(80, 80)
'lecture du fichier des données

CLS

'introduire le nombre d'observations

INPUT "nombre d'observations"; n

'nom du fichier

INPUT "nom complet du fichier des observations"; f\$

'ouverture du fichier en lecture

OPEN "1", #1, f\$

FOR i = 1 TO n

INPUT #1, Q(i)

NEXT i

'fermeture du fichier

CLOSE (1)

'calcul des valeurs de U(t)

p = 0

FOR t = 1 TO n - 1

s = 0

i = t

FOR j = t + 1 TO n

IF Q(i) - Q(j) < 0 THEN

d(i, j) = 1

END IF

s = s + d(i, j)

NEXT j

U(t) = s

p = p + U(t)

PRINT "U(t) ="; U(t)

NEXT t

PRINT "p ="; p

D

Programme BASIC sur test d'homogénéité de Pettitt

```
DIM Q(200), u(80), d(80, 80)
'lecture du fichier des données
```

```
CLS
```

```
'introduire le nombre d'observations
```

```
INPUT "nombre d'observations"; n
'nom du fichier
```

```
INPUT "nom complet du fichier des observations"; f$
'ouverture du fichier en lecture
```

```
OPEN "I", #1, f$
```

```
FOR i = 1 TO n
```

```
INPUT #1, Q(i)
```

```
NEXT i
```

```
'fermeture du fichier
```

```
CLOSE (1)
```

```
'calcul des valeurs de U(t)
```

```
FOR t = 1 TO n - 1
```

```
  s = 0
```

```
    FOR i = 1 TO t
```

```
      FOR j = t + 1 TO n
```

```
        IF Q(i) - Q(j) > 0 THEN
```

```
          d(i, j) = 1
```

```
        END IF
```

```
        IF Q(i) - Q(j) = 0 THEN
```

```
          d(i, j) = 0
```

```
        END IF
```

```
        IF Q(i) - Q(j) < 0 THEN
```

```
          d(i, j) = -1
```

```
        END IF
```

```
    s = s + d(i, j)
```

```
      NEXT j
```

```
    NEXT i
```

```
    u(t) = s
```

```
    PRINT "U(t)="; u(t)
```

```
  NEXT t
```

```
'choix de K, la valeur maximale de U(t) pris en valeur absolue.
```

```
t = 1
```

```
K = ABS(u(t))
```

```
FOR t = 2 TO n - 1
```

```
  IF K < ABS(u(t)) THEN
```

```
    K = ABS(u(t))
```

```
  END IF
```

```
NEXT t
```

```
PRINT "K="; K
```

E

'calcul de la probabilité au dépassement $\text{Prob}(Kn > K)$

$\text{Prob}(Kn > K) = 2 * \text{EXP}(-6 * (K ^ 2) / (n ^ 3 + n ^ 2))$

PRINT "Prob(Kn>K)="; $\text{Prob}(Kn > K)$

IF $\text{Prob}(Kn > K) > .05$ THEN

WRITE "Comme $\text{Prob}(Kn > K)$ est supérieur à 0.05 alors"
l'échantillon est homogène"

END IF

IF $\text{Prob}(Kn > K) < .05$ THEN

WRITE "Comme $\text{Prob}(Kn > K)$ est inférieur à 0.05 alors"
l'échantillon est hétérogène"

END IF

Sujet : Étude du régime hydrologique du Fleuve Gambie : caractérisation des étiages et statistique des déficits.

Présenté par **MALANDA NIMY Edmond Nicaise**

Pour l'obtention du Diplôme d'Études Approfondies de Géologie Appliquée, mention Hydrogéologie.

Le 29 Octobre 1999 à l'amphithéâtre 7 de la Faculté des Sciences et Techniques

Devant le Jury :

Abdoulaye FAYE ,	Maître de Conférence (F.S. T.) :	Président
Soussou SAMBOU ,	Maître Assistant (F. S. T.) :	Rapporteur
Lamine NDIAYE ,	Maître de Conférence (F. S. T.) :	Examineur
Moustapha DIENE ,	Assistant (F. S. T.) :	Examineur
Philippe VAUCHEL ,	Ingénieur de Recherche (IRD) :	Examineur

RÉSUMÉ

L'Afrique au Sud du Sahara a connu dans son ensemble une baisse des précipitations à partir des années 1968 qui a eu des répercussions sur les régimes hydrologiques de la plupart des cours d'eau de la région. Le Fleuve Gambie n'a pas été épargné par ce phénomène. Compte tenu de la forte dépendance entre le régime pluviométrique et les débits, il s'en est suivi un déficit d'écoulement important que nous avons étudié à partir des étiages à la station hydrométrique de Kédougou. Nous avons d'abord considéré les étiages comme un phénomène hydrologique extrême. Dans ce cas l'accent a été mis sur la variabilité temporelle de quelques variables hydrologiques caractéristiques de l'écoulement tels que les débits maximaux annuels, les modules, les débits caractéristiques d'étiage (DCE, dépassé 355 jours dans l'année), ainsi que les débits caractéristiques dépassés n mois dans l'année (Dcn) qui ont fait l'objet d'une analyse statistique, avec en particulier le calcul des quantiles et de leur intervalle de confiance. Le lissage à l'aide d'une moyenne mobile de ces paramètres indique généralement une tendance à la baisse. Les coefficients de tarissement ont également été calculés graphiquement à l'aide des débits moyens mensuels et à l'aide des débits moyens journaliers, puis en utilisant la formule de tarissement. Sur la chronique d'observations disponibles, nous avons noté une augmentation sensible de ces coefficients. L'étiage a ensuite été considéré en terme de demande en eau. À partir de seuils hydrologiques définis soit par rapport à un besoin en eau, soit par rapport au quantile d'un débit caractéristique, nous avons constitué les séries chronologiques de variables aléatoires caractérisant la sévérité des étiages, que ce soit la durée ou le volume déficitaire. Nous avons ensuite recherché un modèle probabiliste qui peut être utilisé pour tester les performances de différents schémas de gestion de ressources en eau.

Mots clés : Bassin versant hydrologique, débits caractéristiques, modules, étude statistique, quantile, chi-2, intervalle de confiance, étiage, tarissement, coefficient de tarissement, seuil, déficit, durées déficitaires, volumes déficitaires.