

E Q U E S E N

(Environnement et Qualité des Eaux du Sénégal)

Projet CEE TS 2 0198 F EDB

RAPPORT DE SYNTHÈSE

Tome 2

CHAPITRE III

LES APPORTS EXOGENES AU BASSIN VERSANT

CHAPITRE IV

**LES ECOULEMENTS DU FLEUVE SENEGAL
LES CONSEQUENCES DURABLES DE LA SECHERESSE ACTUELLE SUR
L'APPAUVRISSMENT DES APPORTS DES GRANDS FLEUVES AU SAHEL**

1993

Sommaire

CHAPITRE 3 - LES APPORTS EXOGENES AU BASSIN VERSANT DU SENEGAL TROIS SIGNAUX D'ENTREE (LES PLUIES, LES POUSSIERES, LA REMONTEE SALINE)

I LES GRANDS TRAITES DU CLIMAT

A - LE MECANISME DES PLUIES

B - LES DIFFERENTS DOMAINES CLIMATIQUES

II LES PLUIES SUR LE BASSIN VERSANT DU SENEGAL

A - UN SIECLE D'ENREGISTREMENT PLUVIOMETRIQUE

B - ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE (par Michel CARN)

1. Les arguments pour l'utilisation de méthodes satellitaires en pluviométrie
2. L'estimation des pluies par satellite
3. La pluviométrie sur le bassin versant de 1986 à 1991. Comparaison avec la climatologie de référence

C - RECONNAISSANCE CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX DE PLUIE AU SENEGAL

1. Stations de mesures et protocoles de prélèvement
2. Evolution de la composition chimique des pluies
3. Composition isotopique et genèse des précipitations

III LE PHENOMENE DES BRUMES SECHES, LES POUSSIERES ATMOSPHERIQUES

A - DESCRIPTION DU PHENOMENE DES BRUMES SECHES

B - PROTOCOLE D'ECHANTILLONNAGE DES POUSSIERES EOLIENNES

C - L'ENREGISTREMENT DES POUSSIERES EOLIENNES A DAKAR DE 1984 A 1993 ET A N'GNITH DE 1987 A 1993

1. Importance des aérosols sur la presqu'île du Cap Vert
2. Sédimentation éolienne sur le lac de Guiers

D - LA NATURE DES DEPOTS SECS

1. La taille des particules d'origine saharienne
2. La composition chimique des brumes sèches
3. Composition minéralogique

E - LA VISIBILITE HORIZONTALE A L'AEROPORT DE DAKAR-YOFF

1. Relation entre les dépôts de poussières et la visibilité horizontale au sol
2. L'intérêt de l'étude des brumes sèches aux confins Sud du Sahara

IV L'INTRUSION SALINE DANS LA BASSE VALLEE DU SENEGAL

A - HISTORIQUE DE LA REMONTEE SALINE : TEMOIGNAGES ANCIENS

B - LES OBSERVATIONS AU COURS DU XX ème SIECLE

C - LES CAUSES ET LES MECANISMES DES INVASIONS MARINES

1. Les causes
2. Les mécanismes

D - PARAMETRES ET FACTEURS REGULANT L'INVASION MARINE

1. Les masses d'eaux océaniques et leur salinisation
2. Le niveau moyen de la mer
3. Le marnage
4. Le débit fluvial
5. Les prélèvements pour l'irrigation
6. L'intervention des nappes et le jeu de l'évaporation

D - FORMULATION DES PRINCIPES METHODOLOGIQUES DE ROCHETTE (1964) ET LES DIFFICULTES D'APPLICATION

1. Les principes méthodologiques de ROCHETTE (1964)
2. Les difficultés d'application en période aride
3. Les abaques de GAC et al. (1986)

F - RECONSTITUTION DE L'EXTENSION SPATIO-TEMPORELLE DE LA SALINITE DANS LA VALLEE DU FLEUVE ENTRE 1903 ET 1983

G - QUE SERAIT 'IL ADVENU SANS RHEUNE ET DIAMA ?

CHAPITRE 4 - LES ECOULEMENTS DU FLEUVE SENEGAL

LES CONSEQUENCES DURABLES DE LA SECHERESSE ACTUELLE SUR L'APPAUVRISSMENT DES APPORTS DES GRANDS FLEUVES AU SAHEL

I LES ECOULEMENTS DU SENEGAL

A - LES REGIMES DU FLEUVE SENEGAL

B - HISTORIQUE DES OBSERVATIONS SUR L'IMPORTANCE DES ECOULEMENTS DU FLEUVE SENEGAL

1. Avant le XXème siècle
2. Au cours du XXème siècle

C - L'ABONDANCE FLUVIALE A BAKEL

1. Bilan annuel des écoulements et variabilités interannuelle, mensuelle et journalière
2. Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle
- 3 - Les cycles hydrologiques de 1979 à 1992

**D - CARACTERE TRANSITOIRE OU IRREVERSIBLE DE LA SECHERESSE ACTUELLE : LES
EXEMPLES DES FLEUVES SENEGAL ET NIGER**

1. Le fleuve Sénégal à Bakel
2. Le fleuve Niger à Koulikoro

**II LES CONSEQUENCES DURABLES DE LA SECHERESSE SUR L'APPAUVRISSMENT
ACTUEL DES APPORTS DES GRANS FLEUVES AU SAHEL (Par Jean Claude OLIVRY)**

A - LA MALADIE DES BASSES EAUX ET L'HYPERTARISSEMENT

1. Sur le fleuve Sénégal
2. Sur d'autres cours d'eau tropicaux
3. Interprétation du comportement des aquifères
4. Les perspectives

B - L'EVOLUTION DES PRECIPITATIONS ET DES ECOULEMENTS EN AFRIQUE INTERTROPICALE

C - EVOLUTION DE LA PUISSANCE DES MAXIMUMS DE CRUE ANNUELS

CHAPITRE III

LES APPORTS EXOGENES AU BASSIN VERSANT DU SENEGAL

TROIS SIGNAUX D'ENTREE

(LES PLUIES, LES POUSSIERES, LA REMONTEE SALINE)

Après une description succincte du climat qui règne sur le bassin du Sénégal, les apports atmosphériques (humide et sec) et les apports océaniques (remontée saline dans la basse vallée) sont décrits et quantifiés. Signalons qu'il est peu fréquent de voir figurer dans des études similaires la prise en compte des aérosols désertiques.

Le cas particulier du Sénégal, dont la basse vallée côtoie sur plus de 300 km les confins du Sahara, l'imposait. En effet, les phénomènes de brumes sèches y sont devenus, depuis quelques années, un événement climatique majeur au même titre que la saison des pluies. Les poussières éoliennes contribuent par ailleurs à la sédimentation qui s'organise à partir des alluvions fluviales dans les cuvettes de décantation, dans les barrages de retenue, dans les lacs et les amenées d'eau à ciel ouvert (futur canal du Cayor).

I LES GRANDS TRAITS DU CLIMAT

A - LE MECANISME DES PLUIES

La circulation atmosphérique sur l'Ouest africain est régie par la double ceinture des hautes pressions subtropicales situées de part et d'autre de l'équateur. D'origine dynamique, ces hautes pressions sont ici représentées par les centres anticycloniques des Açores et de Libye au Nord, de Sainte Hellène au Sud.

Le bassin du Sénégal (d'orientation générale SE-NW) se situe dans la zone de marais barométrique ou thalweg dépressionnaire qui sépare ces zones de haute pression. Son régime climatique est caractérisé par l'alternance de deux grandes saisons : la saison des pluies en été boréal et la saison sèche en hiver boréal. Dans les basses couches de l'atmosphère, deux types de circulation atmosphérique leur correspondent : l'*Harmattan*, vent (chaud et) sec de secteur NE, qui borde l'anticyclone subtropical-nord et la *Mousson*, qui véhicule une masse d'air chaude et humide, en provenance des alizés de SE l'Atlantique Sud qui ont tourné en vents de SW après la traversée de l'Equateur. L'interface de ces deux masses d'air est la zone intertropicale de convergence (ZITC) dont la trace au sol constitue l'équateur météorologique. Ce sont les migrations de la ZITC qui déterminent les contrastes saisonniers et spatiaux en cours d'année.

En hiver, l'influence des hautes pressions subtropicales nord domine (anticyclone continental boréal centré sur le Sahara et anticyclone des Açores) : l'équateur météorologique se situe vers 4° de latitude Nord bien au Sud du bassin du Sénégal. Cette position méridionale extrême est généralement atteinte en décembre-janvier. Le flux fort et régulier de l'*Harmattan* n'est que localement perturbé par des discontinuités d'alizés maritimes engendrées par l'anticyclone des Açores. Les seules précipitations éventuelles (en moyenne 3 par saison) durant cette période correspondent au "Heug", plus communément appelé "pluies des mangues" par les profanes. Elles ont une origine extratropicale. De faible intensité, ces pluies hors saison, se produisent lorsqu'une coulée d'air froid polaire rencontre en altitude, l'air humide des alto-cumulus qui signalent le "Jet" de SW en provenance du Brésil. Il arrive également que de fines particules de sable, advectées en altitude, agissent comme des noyaux de condensation de cet air humide...

En février, suivant le mouvement apparent du soleil, la ZITC amorce sa migration vers le Nord. Les travaux de CITEAU (1992) ont montré que la position en latitude de la ZITC (par 28° de longitude W) ne révèle pas de différences notables au coeur de la saison dite d'hivernage" pour les pays sahéliens, que l'année soit humide ou sèche. En revanche, cet auteur a pu établir sur une série temporelle de plus de 20 ans, 2 types d'évolution de la migration de la ZITC de mars à mai (période pré-hivernale). Selon que cette migration vers le Nord est précoce ou tardive, elle serait significative et annonciatrice d'une médiocre ou bonne saison des pluies, dans les pays du Sahel. Les prévisions pour 1993 ne laissent guère de place à l'optimisme (à la date d'aujourd'hui 28/07/93 la région n'a été intéressée que par des flux de mousson !) En juin, les premières pluies à caractère orageux sont provoquées (principalement) par l'arrivée des lignes de grains.

En été boréal, l'anticyclone subtropical de Sainte Hellène se renforce : les masses d'air d'origine équatoriale, tièdes et humides, couvrent la quasi-totalité du bassin provoquant les averses de la saison des pluies. En août, la ZITC atteint sa position la plus septentrionale vers 20° de latitude Nord. L'ensemble de la région reçoit des pluies non orageuses à caractère continu : le régime de mousson proprement dit domine. A l'arrière de la ZITC, de puissants mouvements de convection font naître des cumulo-nimbus à grand développement vertical qui occasionnent d'abondantes chutes de pluie. Dès le mois de septembre, le mouvement de translation de la ZITC s'inverse et ce balancement du Nord vers le Sud détermine la durée effective de la saison des pluies qui s'achève en octobre-novembre.

B - LES DIFFERENTS DOMAINES CLIMATIQUES

En se basant sur les critères de différenciation proposés par LEROUX (1980), le bassin versant du Sénégal présente une grande zonalité climatique. Depuis les reliefs du Fouta Djallon jusqu'aux plaines sableuses mauritaniennes, quatre domaines climatiques se disposent en bandes parallèles d'orientation E-W. Caractérisés par la pluviométrie annuelle (P), la température moyenne annuelle (T), l'humidité relative (H) et la longueur de la saison des pluies, ce sont du Sud au Nord :

- le domaine **guinéen** : $P > 1.500 \text{ mm/an}$, $T = 22/24^\circ\text{C}$, $H > 50 \%$ et une saison des pluies de huit mois (d'avril à novembre). Ce dernier est parfois désigné sous l'appellation de climat **foutanien**, allusion aux reliefs du Fouta Djallon qui s'oppose à la progression de la mousson et provoque des pluies abondantes (OLIVRY, 1983),

- le domaine **sud-soudanien** : $1.500 \text{ mm} < P < 1.000 \text{ mm/an}$, $T > 27^\circ \text{C}$, $H > 50 \%$ et une saison des pluies de 6 à huit mois,

- le domaine **nord-soudanien** : $1.000 \text{ mm} < P < 500 \text{ mm/an}$, $T > 27^\circ \text{C}$, $H < 50 \%$ et une saison des pluies réduite qui dure de 4 à 6 mois,

- le domaine **sahélien** : $P < 500 \text{ mm/an}$, $T > 30^\circ \text{C}$, $H < 40 \%$ et une saison des pluies de 2 à 3 mois.

Le domaine guinéen englobe la quasi-totalité du Fouta Djallon. Le domaine sud-soudanien couvre ses contreforts septentrionaux du et la partie occidentale des plateaux Mandingues : il s'élargit dans sa partie orientale passant de 100 km de large à l'Ouest à 200 km à l'Est. Le domaine nord-soudanien correspond à la partie restante du haut bassin jusqu'à la station de Bakel.

Enfin au nord de Bakel et sur toute la vallée du Sénégal s'étend le domaine Sahélien. Ce dernier s'apparente depuis quelques années au domaine saharien ($P < 200 \text{ mm/an}$) dans sa région la plus septentrionale. Naturellement leur extension varie chaque année. La figure 1 établie par ALBERGEL et al. (1993) positionne les 4 domaines climatiques sur le bassin versant et indique les déficits pluviométriques enregistrés au cours de la période 1969-1991 par rapport à la moyenne 1951-1980.

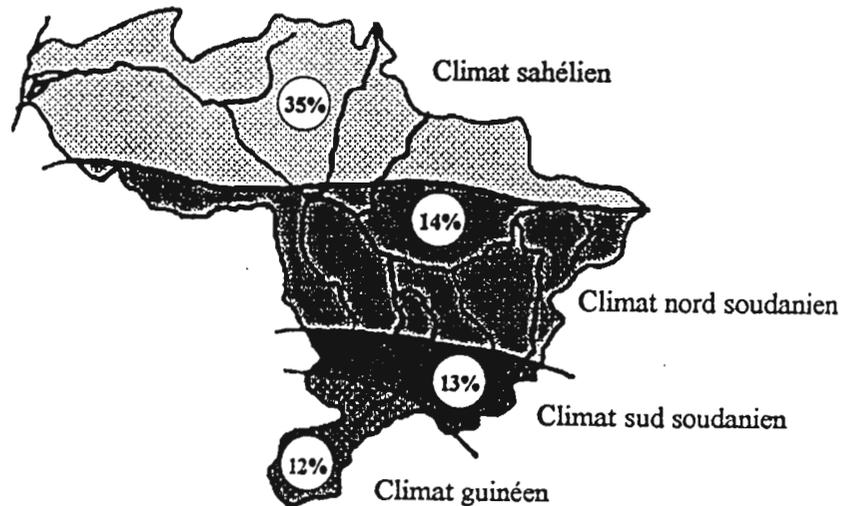


Fig. 1 - Déficit pluviométrique de la période 1969-1991 par rapport à la moyenne 1951-1980 dans le bassin du Sénégal (ALBERGEL et al. 1993)

II LES PLUIES SUR LE BASSIN VERSANT DU SENEGAL

A - UN SIECLE D'ENREGISTREMENT PLUVIOMETRIQUE

Sans vouloir être exhaustif, le lecteur trouvera dans des ouvrages plus spécialisés (MICHEL, 1973; ROCHETTE 1974; SIRCOULON, 1976; LEROUX 1980; FRECAUT et PAGNEY, 1982; OLIVRY, 1983; SOW, 1984; LO, 1984, KANE, 1985) des informations détaillées sur le réseau météorologique du Sénégal et des analyses approfondies de la pluviosité sur le bassin versant du Sénégal.

D'après OLIVRY (1983) et LE BORGNE (1988), les premiers relevés pluviométriques sont ceux de la station de Saint-Louis qui datent de 1854. Ils comportent cependant tant de lacunes qu'ils sont inutilisables. Ce n'est que depuis 1892, grâce aux observations des Frères de Lamennais de Ploërmel que l'on peut disposer aujourd'hui d'une série continue (à l'exception de quatre années) d'une durée de près d'un siècle.

Pour illustrer l'évolution séculaire des précipitations sur le bassin versant du Sénégal le choix de trois stations s'imposait. Saint Louis dans la partie Nord, caractéristique du domaine sahélien voire saharien - Bakel dans la zone centrale à la limite des domaines sahélien et soudanien au débouché de la vallée du fleuve - Labé en bordure de la région la plus méridionale du bassin, site du domaine guinéen.

Les enregistrements sont de durée inégale mais la comparaison des observations permet de faire une "radiographie" de l'évolution Nord-Sud de la pluviosité et révèle certaines tendances du climat au cours du XX^{ème} siècle. Les figures 2, 3 et 4 permettent de visualiser l'évolution de la pluviosité annuelle depuis le début des enregistrements fiables : 1892 à Saint Louis, 1922 à Bakel et 1923 à Labé.

La pluviosité annuelle se caractérise par une très grande irrégularité spatiale et temporelle. Le gradient climatique est très marqué en latitude : du Sud au Nord, les moyennes interannuelles sont de 1.650 mm à Labé, de 500 mm à Bakel et de 350 mm à Saint Louis. L'irrégularité interannuelle est de règle sur l'ensemble du bassin. Elle est bien plus prononcée dans la partie la plus septentrionale. Les totaux annuels extrêmes ont varié dans un rapport de 1 à 21 à Saint Louis, de 1 à 4 à Bakel et de 1 à 1,8 à Labé.

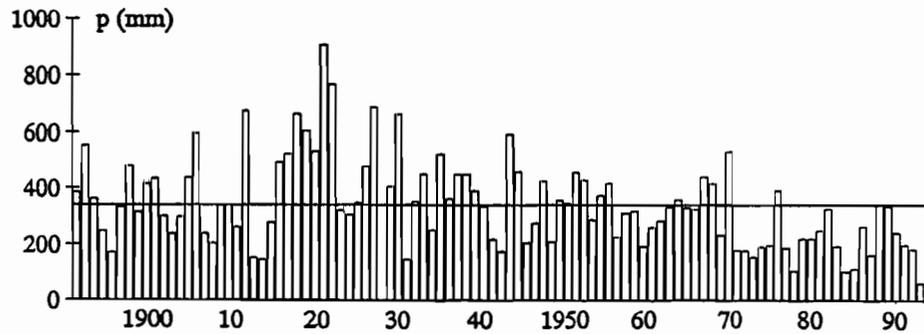


Fig. 2 - Précipitations annuelles à Saint Louis depuis 1892

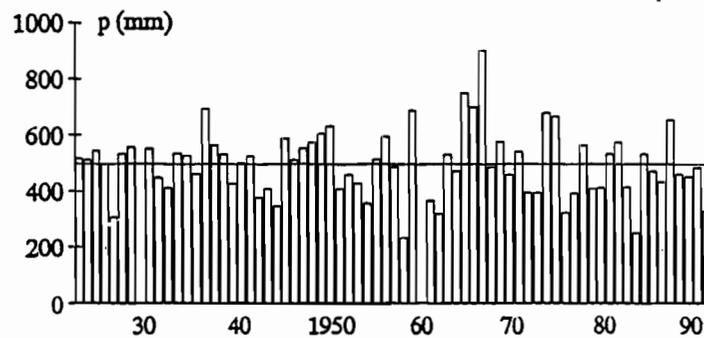


Fig. 3 - Précipitations annuelles à Bakel depuis 1922

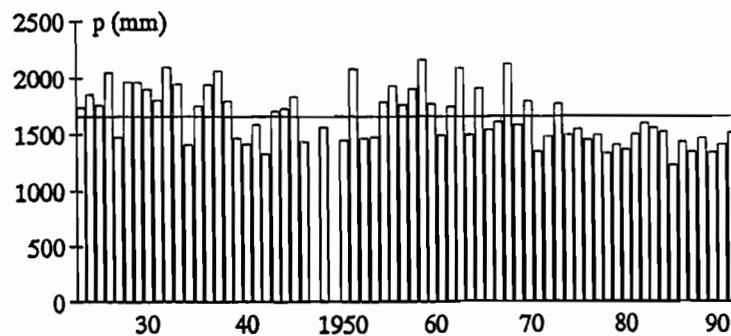


Fig. 4 - Précipitations annuelles à Labé depuis 1923

Ces divergences ponctuelles d'une station à l'autre et d'une année sur l'autre amènent à étudier la variabilité des précipitations en terme de période et non d'année, c'est à dire à définir des séquences dites sèches et humides. Cette analyse a été entreprise par de nombreuses équipes de recherche depuis que le phénomène actuel de sécheresse présente, par son amplitude et sa durée, un caractère exceptionnel avec les graves conséquences que l'on connaît dans les régions soudano-sahéliennes.

OLIVRY (1983) s'est particulièrement attaché à dénoncer ce qu'il appelle "*le faux débat*" sur le caractère pseudocyclique des variations du climat. Pour cet auteur "*l'analyse de l'évolution climatique, de séries de si courte durée, ne permet certainement pas de trancher sur une tendance vers un appauvrissement durable ou un retour à des conditions plus clémentes. De leur étude il ne peut se dégager qu'une physionomie toute relative des fluctuations climatiques*".

La figure 5 indique pour les trois stations l'écart pluviométrique annuel (par rapport à la moyenne) pour la période commune d'observations (de 1923 à 1990). On remarque de nouveau l'accentuation de l'irrégularité annuelle de la pluviosité entre le Nord et le Sud.

A Saint Louis, la courbe de la figure 2 semble indiquer une tendance à la baisse à partir de 1930 depuis la séquence humide de 1916-1930 qui succédait à la sécheresse centrée sur les années 1913-1914.

Après 1930, on assiste à une relative diminution des précipitations annuelles avec cependant une alternance de phases ascendantes et descendantes. Ainsi après une période de décroissance assez marquée jusqu'en 1942, on observe une relative recrudescence des pluies de 1943 à 1955 effet qui s'atténue en prenant en compte la pluviosité actuelle. Après une bonne pluviosité entre 1963 et 1969, les régions septentrionales du bassin du Sénégal s'inscrivent dans une tendance générale à la baisse des précipitations qui n'est pas démentie à ce jour (OLIVRY, 1983). En effet, depuis 1970, seule l'année 1975 a été légèrement excédentaire par rapport à la moyenne séculaire.

L'évolution de la pluviosité à Bakel (fig. 3 et 5) semble tout à fait aléatoire et en particulier la sécheresse des deux dernières décennies n'apparaît pas de façon aussi significative qu'aux autres stations. On note bien un minimum minimorum en 1984 mais depuis 1970, 8 années ont donné des pluviosités supérieures à la moyenne interannuelle de 500 mm correspondant à la période 1922- 1992.

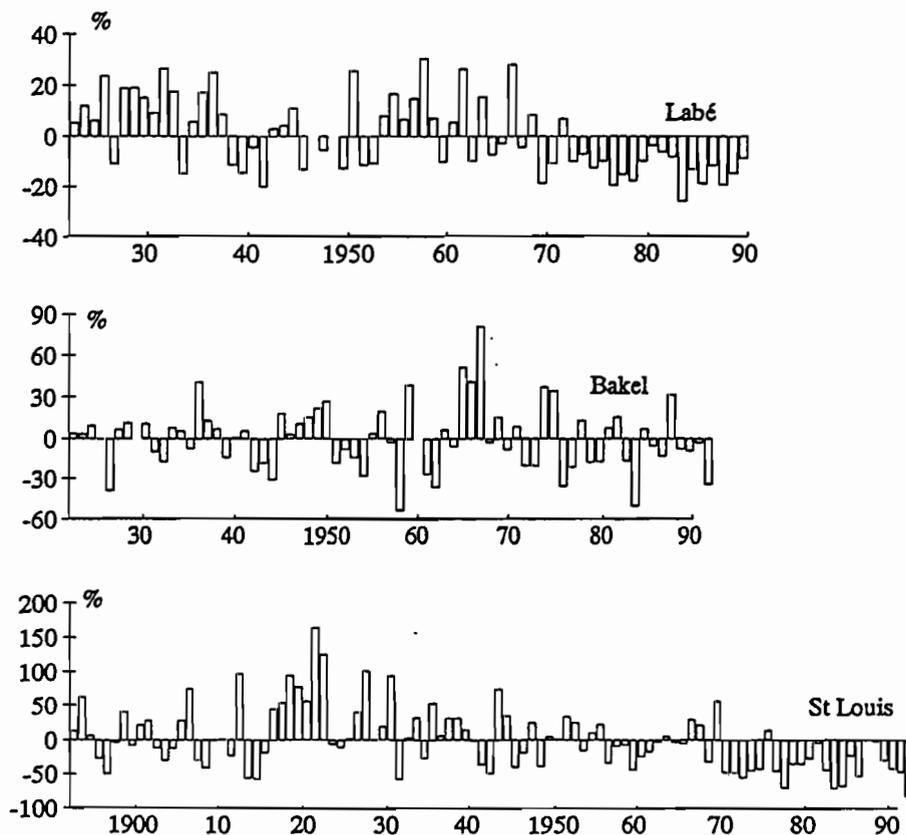


Fig. 5 - Evolution de l'écart à la moyenne pluviométrique aux trois stations de référence (Labé, Bakel, Saint Louis)

Dans la région méridionale du bassin (Fig. 4 et 5), les séquences sèches et humides apparaissent avec plus de précision. Une séquence humide entre 1923 et 1938, un épisode sec entre 1939 et 1950, une séquence globalement humide entre 1951 et 1969, une période particulièrement sèche après 1970. Depuis plus de 22 ans la région de Labé se situe en domaine sud-soudanien avec des précipitations annuelles qui oscillent autour de 1.400 mm.

Le fait le plus remarquable réside naturellement dans l'importante durée de la sécheresse actuelle qui se traduit de façon remarquable aux deux extrémités du bassin versant du fleuve Sénégal. Pour toutes les stations situées en aval de Bakel les totaux pluviométriques de 1971 à 1992 ont été nettement déficitaires. Si dans un passé récent, on peut avec SIRCOULON et OLIVRY (1986) faire état des sécheresses centrées sur les années 1913 et 1944, force est d'admettre que la sécheresse actuelle est sans précédent de mémoire d'homme.

" Depuis plus de vingt ans, l'Afrique tropicale sèche connaît un appauvrissement constant de ses ressources en eau. Les déficits pluviométriques, marqués par une première phase aiguë dans les années 1972 et 1973, n'ont jamais cessé, même s'ils ont varié en extension et en intensité. Une recrudescence notable de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1984 et les déficits sont restés d'actualité jusqu'en 1992. Ceux-ci, sans équivalence connue dans les chroniques hydroclimatiques, se sont tellement exacerbés au niveau des écoulements du fleuve Sénégal que certains auteurs (CARBONNEL et HUBERT, 1985) ont évoqué la possibilité d'une rupture climatique" (OLIVRY, 1992).

Le réseau pluviométrique sur le bassin versant du Sénégal se répartit entre quatre états et le recueil des informations récentes est parfois d'accès malaisé et d'une extrême complexité. Aussi dans le cadre du projet EQUASEN il a été testé, en collaboration avec le programme EPSAT, un modèle d'évaluation des pluies par le traitement de l'imagerie satellitaire sur une entité hydrologique bien délimitée. L'estimation de la pluviométrie, de 1986 à 1992, sur le bassin versant du Sénégal a été réalisée grâce à une collaboration avec le programme EPSAT.

B - ESTIMATION DES PLUIES PAR SATELLITE (par Michel CARN)

Le volet "Etude hydrogéochimique" du programme EQUASEN (Environnement et Qualité des Eaux du fleuve Sénégal) a pour objectif premier d'approcher le plus précisément possible les différents termes qui interviennent dans l'équation du bilan des entrées/sorties de matières sur le bassin. Une bonne mesure des précipitations sur la région est donc de ce point de vue essentielle.

Depuis 1986, les équipes et laboratoires associés au sein du projet EPSAT (Estimation des Pluies par Satellite) (GUILLOT, 1988), ont élaboré un certain nombre de produits de "pluviométrie satellitaire", efficaces pour des pas de temps égaux ou supérieurs à 10 jours. La convergence de préoccupations communes a débouché sur une collaboration entre les 2 programmes EQUASEN et EPSAT.

1. Les arguments pour l'utilisation de méthodes satellitaires en pluviométrie

La mesure ponctuelle de la pluviométrie est bien entendu indispensable, pour les statistiques et les analyses de tendances climatiques, comme donnée d'entrée de certains modèles prévisionnels, voire pour alimenter les rubriques climatiques des atlas géographiques ou de guides touristiques.

Les seules mesures aux stations sont néanmoins souvent insuffisantes pour les programmes de développement qui ont besoin de disposer de données pluviométriques spatialisées, c'est à dire de connaître le plus précisément possible les volumes de précipitations qui ont arrosé au cours d'une période donnée, une parcelle agricole, un bassin hydrologique, une zone d'éclosion larvaire, un domaine endémique.etc...

Le degré de précision attendu est naturellement lié à la problématique du projet. Selon que l'on s'intéresse aux suivis agricoles pour l'optimisation des rendus semenciers, à la gestion des cuvettes de barrages, ou au dépistage des pâtures favorables aux éclosions d'acridiens, on en fixera les limites d'utilisation en terme d'échelle temporelle, spatiale ou les deux simultanément.

a) Les mesures pluviométriques actuelles sur le bassin

Les réseaux de mesures au sol

Les données pluviométriques du bassin proviennent uniquement des stations de mesures au sol (stations synoptiques et climatiques, postes pluviométriques) qui sont implantées dans la zone (Fig. 6). Le seul radar météorologique de la région, celui de Dakar-Yoff, est en effet trop éloigné pour pouvoir fournir des informations quantifiées sur le bassin.

Les stations sont équipées essentiellement de pluviomètres; quelques pluviographes, appareils enregistreurs qui nécessitent une maintenance précise ne sont opérationnels qu'en de rares stations synoptiques.

Le réseau pluviométrique du bassin du Sénégal est peu dense; on y relève en effet pour l'ensemble, 51 points de mesure possibles sur une zone d'environ 368 000 km² (en y incluant le bassin versant du Ferlo), ce qui correspondrait si l'implantation instrumentale était répartie de façon homogène, à une aire de contrôle moyenne de chaque station de l'ordre de 7.200 km².

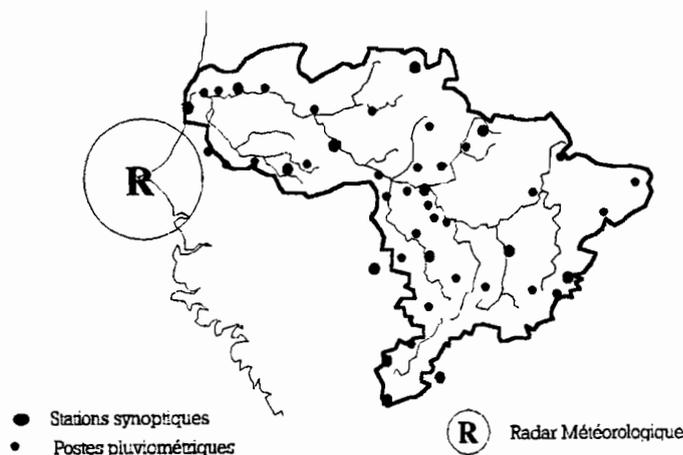


Fig. 6 - L'équipement pluviométrique du bassin du Sénégal

Ce réseau de mesure au sol dépend en outre de quatre systèmes nationaux de gestion de données : Sénégal, Mali, Mauritanie et Guinée, ce qui dégrade l'homogénéité des résultats, et surtout accroît fortement les difficultés de collecte globale. Enfin on observe depuis quelques années la fermeture de certaines stations de mesure, pour des raisons économiques ou politiques. Selon une enquête récente de l'OMM, plus de 40% des stations climatologiques du continent qui existaient en 1930 ont disparu en 1988 (SIRCOULON, 1990).

Les études antérieures

L'une des premières cartes d'isohyètes moyennes annuelles du bassin, fut dressée en 1965 à la demande du CIEH (Comité Inter-Africain d'Etudes Hydrauliques), à partir de 42 stations pluviométriques pour lesquelles on possédait au moins 10 ans d'observations (ROCHETTE, 1974).

SOW (1984) dans son étude sur "Les pluies et les écoulements dans le bassin du fleuve Sénégal", a imaginé une méthode originale à partir de données morphométriques pour évaluer les lames d'eau précipitées; les méthodes classiques (méthodes de Thiessen, des isohyètes...) s'étant avérées inopérantes à cause de la trop faible densité des points de mesure.

Dans cette procédure nouvelle, la pluie moyenne est restituée par une régression à variables multiples entre les précipitations mesurées aux points d'observation d'une part et les latitudes, longitudes et altitudes des points milieux d'un carroyage donné (Tableau I).

Tableau I

Coefficients de corrélation simples et multiples entre la pluie et les trois variables morphométriques sur le bassin du Sénégal pour la période 1951-1980 (SOW, 1984).

Domaines Climatiques	Coefficients de corrélation partiels			Coefficient multiple
	Latitude	Longitude	Altitude	
Sahélien	- 0.82	- 0.60	+ 0.58	0.90
N-Soudanien	- 0.88	- 0.13	+ 0.32	0.94
S-Soudanien	- 0.07	- 0.75	- 0.17	0.82
Guinéen	- 0.49	+ 0.69	+ 0.73	0.95

La distribution zonale des isohyètes dans les domaines sahélien et nord-sahélien explique la forte relation qui existe entre la pluviométrie et la latitude particulièrement dans la partie nord du bassin. Dans la variance totale de la pluviosité, expliquée à 90% par le coefficient de corrélation multiple, 80% sont liés à l'effet de la latitude.

La relation entre pluie et longitude ne paraît significative qu'en domaines sud-soudanien et guinéen, là où l'advection de flux océaniques de secteur sud-ouest est la plus marquée.

Enfin la bonne relation entre la pluie et l'altitude est compréhensible, les hauts reliefs du Fouta Djallon, culminent à 1330 mètres, et favorisent naturellement la convection des masses nuageuses.

L'accès aux mesures pluviométriques du réseau sol est parfois si délicat que GEFFARD (1990) dans une étude sur la dynamique des systèmes hydrologiques en Afrique de l'ouest, n'a pu utiliser pour le calcul des lames d'eau sur le bassin de la Falémé à Gourbassi par la méthode de Thiessen ($S=17\ 000\text{ km}^2$), que 4 stations toutes situées hors du bassin soient respectivement, celle de Gourbassi implantée à l'exutoire mais aussi celles de Galougo, Labe et Sagabari distantes respectivement de 50, 97 et 115 km du bassin !!!

b) La variabilité pluviométrique

La variabilité spatio-temporelle des pluies en Afrique de l'Ouest

Une analyse des corrélations inter-postes pluviométriques en composantes principales, pour la période 1948-1978 sur l'Afrique de l'ouest, aux pas de temps mensuels et saisonniers, a démontré l'existence de régions où il existe une bonne cohérence spatiale de la pluviométrie, interannuellement. (JANICOT, 1991).; en d'autres termes, de régions qui présentent des bilans pluviométriques annuels de même signe, par rapport aux valeurs normalisées.

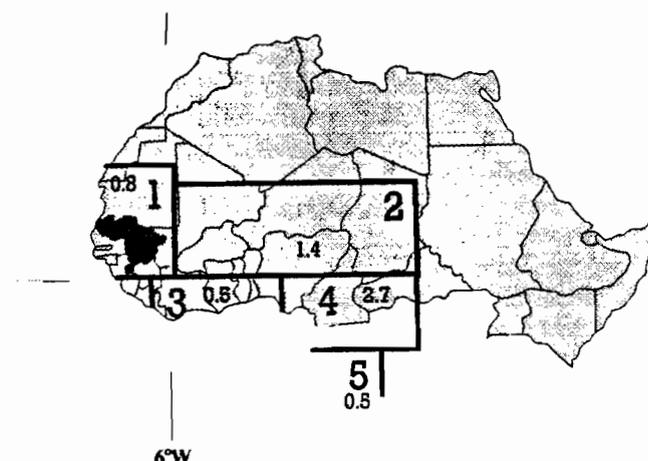


Fig.7 - Synthèse de la régionalisation annuelle de la pluviométrie selon JANICOT (1991)

Une première régionalisation apparaît de part et d'autre du parallèle 10°N, mais on constate également l'existence d'une structure particulière à l'ouest de 6°W qui correspond à une opposition de comportement entre la façade atlantique et le Sahel "continental".

On observe sur la figure 7, que le bassin du fleuve Sénégal est entièrement inclus dans la zone 1, dont la degré de cohérence interne est relativement fort.. La prise en compte d'une telle régionalisation qui différencie deux zones au nord du 10ème parallèle, amène à nuancer les tentatives d'extrapolation et de comparaison de pluviosité ou de la sécheresse sur l'ensemble de la frange sahélienne.

La taille caractéristique des noyaux significatifs, qui peuvent être considérés comme représentant des zones de comportement pluviogénique cohérent en Afrique de l'ouest, est de l'ordre du millier de kilomètres (CERON 1990).

Plus récemment, MAHE (1993) a étendu de façon optimale les informations complètes disponibles sur un grand nombre de postes aux stations dont les séries sont incomplètes pour la période 1951-1989 en utilisant la méthode du vecteur régional (M.V.R.). Cette méthode suppose que l'on définisse des unités climatiques contenant des stations dont les variations interannuelles sont cohérentes les unes par rapport aux autres. La qualité de la reconstitution des pluies annuelles manquantes dépend donc essentiellement de la qualité des données existantes bien sûr, mais en grande partie également de la significativité climatique des unités géographiques à l'intérieur desquelles on va procéder à l'homogénéisation entre stations. MAHE, en individualisant 39 unités géomorpho-climatiques pour l'ensemble de l'Afrique intertropicale tributaire de l'océan Atlantique, a notamment pris en compte la variabilité interannuelle due à la proximité de l'océan par l'identification des régions côtières pour lesquelles on aboutit à une meilleure homogénéisation des pluies. Les figures 8a et 8b montre la répartition de ces différentes unités et les variations interannuelles des précipitations régionales de 1951 à 1989 pour les zones concernant le bassin du fleuve Sénégal. Pour chaque région, on a calculé les valeurs centrées réduites afin d'ôter la variabilité interne au sein de chaque unité.

La variabilité interannuelle des pluies sur le bassin

D'après NICHOLSON (1980), le coefficient de variabilité interannuelle exprimé en pourcentage du rapport de l'écart-type à la normale serait de 30 à 50% pour les totaux saisonniers, sur la zone sahélienne. On notera sur la figure 9 que ce coefficient augmente avec l'aridité. La zone du bassin du fleuve Sénégal est comprise entre les valeurs 50 et 15%.

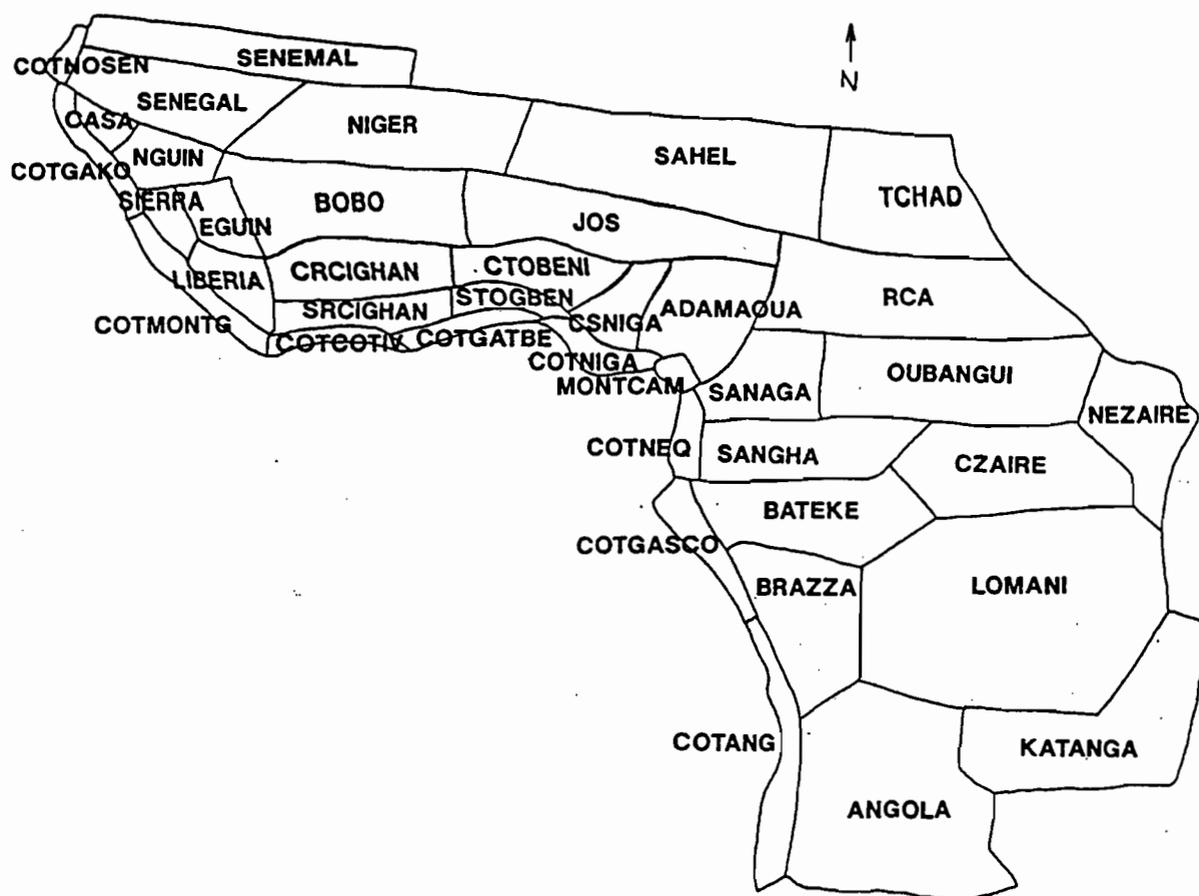


Fig. 8 a - Les 39 unités géomorpho-climatiques utilisées pour l'homogénéisation des pluies par la Méthode du Vecteur Régional (MVR)

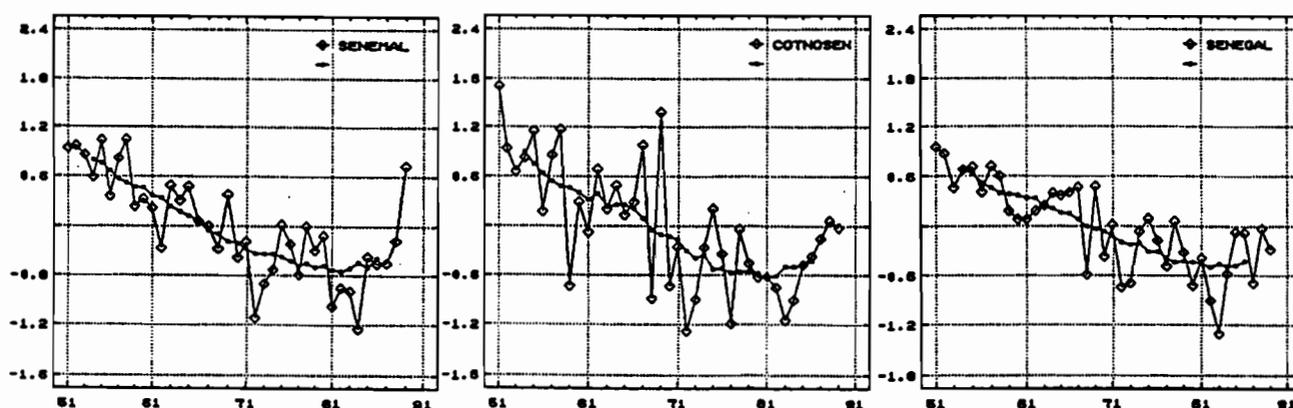


Fig. 8 b - Pluies annuelles moyennes par unités climatiques centrées et réduites de 1951 à 1989. La courbe lissée sur 5 termes est représentée sans les 3 premières et dernières valeurs. Graphes pour les unités SENEMAL, COTNOSEN et SENEGAL

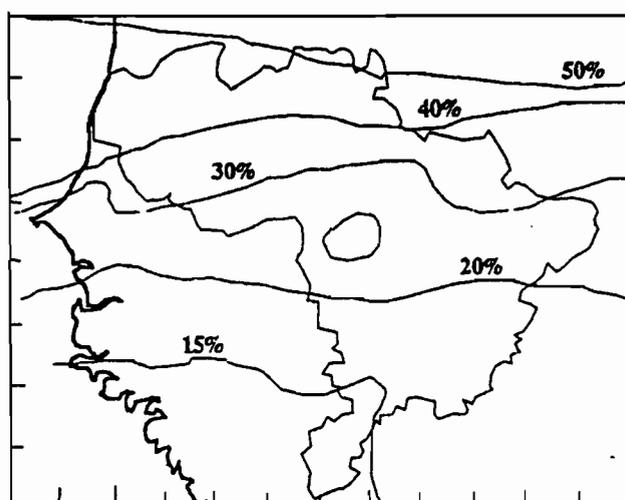


Fig. 9 - Variation interannuelle de la pluviométrie sur le bassin du fleuve Sénégal (NICHOLSON)

La plus forte variabilité interannuelle est observée dans la moyenne et la basse vallée du fleuve, et la plus faible sur le bassin supérieur, situé dans les monts du Fouta Djallon.

La variabilité spatiale à petite échelle.

La variabilité spatiale de la pluviosité dans les régions tropicales et équatoriales est également forte aux petites échelles. Ceci tient essentiellement à la nature très convective des systèmes précipitants, dont la taille des cellules de convection notamment dans le cas des lignes de grains, serait de l'ordre du kilomètre.

Nous avons pu l'estimer pour la région de Richard Toll, dans la basse vallée du fleuve grâce aux données du laboratoire d'agro-pédologie de la Compagnie Sucrière Sénégalaise (C.S.S.) qui a mesuré pendant 4 ans les pluies journalières en 10 postes pluviométriques répartis de façon homogène sur une superficie de l'ordre de 20 pixels Météosat. (Fig.10)

Le tableau II présente les principaux indicateurs statistiques qui caractérisent les mesures relevées lors de 4 saisons (1985 à 1988).

Tableau II- Eléments de statistiques de la pluviométrie des casiers de la C.S.S pour les saisons des pluies 1985 à 1988.

	1985	1986	1987	1988
Moyenne	182.9	196.3	131.8	215.8
Variance	364.2	1633.7	665.1	825.1
Ecart-type	19.08	40.42	25.8	28.7
Ecart Max.	35.50%	47.50%	49.50%	35.60%

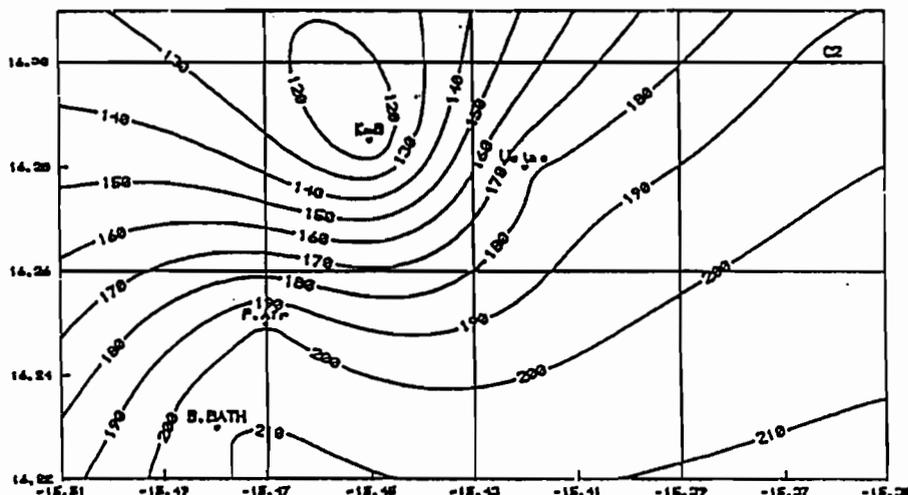


Fig.10 - Variabilité spatiale de la pluviométrie en 1986 sur la zone des casiers de la C.S.S (La grille représente l'échelle des pixels Météosat)

Il faut cependant noter à l'instar de CARBONNEL et al. (1990) que cette variabilité kilométrique de la pluviosité en zone sahélienne est assortie d'une continuité des champs de mesure à l'échelle décamétrique et au niveau de l'averse. Ceci a conduit ces auteurs à préconiser un minimum de 2 points de mesures pour caractériser la pluie à ces échelles.

c) Les applications de l'estimation de la pluviométrie par satellite à l'hydrologie

HARDY (1988) dans une étude menée sur le bassin de Dakka-Saidou, partie supérieure du bassin du Bafing, a montré que l'intégration de champs pluviométriques estimés à partir de l'imagerie Météosat (selon la méthode TAMSAT de l'Université de Reading) dans le modèle d'estimation des débits de PITMAN (PITMAN 1976), donnait de meilleurs résultats que l'utilisation de lames d'eau précipitée calculées par les méthodes classiques (méthode de Thiessen et méthode des isohyètes). Le modèle de PITMAN estime le débit d'un fleuve à partir de 12 paramètres physiquement significatifs, dont la lame d'eau précipitée sur le bassin versant.

Par ailleurs et de façon similaire, la pluviométrie estimée par la méthode EPSAT utilisée dans le modèle précipitation/écoulement de WHISHART (SOLOMON 1988) sur 57 petits bassins (de 120 à 810 km²) du nord de la Côte d'Ivoire s'est avérée également plus efficace dans de nombreux cas que la pluviométrie spatialisée de manière conventionnelle.

d) Les limites des méthodes d'estimation de la pluviométrie issues de l'imagerie

Météosat

Il n'y a pas de relation physique directe entre les précipitations et les différents paramètres mesurés par le satellite. Dès lors les méthodes d'estimation pluviométrique ne peuvent fonctionner que statistiquement. Ceci ne sera donc possible que sur des échantillons temporels longs (10 jours minimum = décade) et/ou de grandes surfaces (supérieures au millier de km²), qui doivent être associées à des réseaux de validation au sol appropriés.

Elles doivent en outre être appliquées à des zones relativement homogènes ceci afin de réduire au maximum les biais statistiques.

Un système de mesures au sol aussi lâche que celui qui équipe le bassin du Sénégal ne peut rendre compte avec suffisamment de précision de la forte variabilité spatiale à petite échelle de la pluviométrie en cette région aux reliefs importants et où les mécanismes des masses d'air soumis aux conflits des flux océaniques et continentaux sont particulièrement complexes. Par conséquent le calcul de "paramètres étendus" par les méthodes conventionnelles (tels que celui des lames d'eau précipitée) ne peut être que très approximatif et justifie l'application de méthodes synoptiques telles que la télédétection satellitaire.

2. L'estimation des pluies par satellite

a) L'imagerie satellitaire Météosat: son utilisation en pluviométrie.

Les satellites de la série Météosat

Le satellite géostationnaire européen Météosat, se trouve placé en orbite équatoriale à 35800 km d'altitude environ, niveau d'équilibre qui lui permet d'avoir la même vitesse angulaire que la terre et d'être ainsi fixe par rapport à un sous-point terrestre. Sa position nominale se situe à l'intersection du méridien de Greenwich et de l'Equateur, ce qui en fait un instrument particulièrement adapté à l'étude du continent africain (Fig.11).

L'ensemble du satellite animé d'un mouvement de spin, tourne à 100 tours/minutes autour de son axe principal orienté parallèlement à l'axe nord-sud de la terre. Cette rotation régulière du vaisseau correspond à la composante x du mouvement d'un radiomètre à balayage qui effectue des mesures de luminance dans 3 canaux :

Visible	0.5 - 0.9 μm	5/5 km
Infrarouge	5.7 - 7.1 μm	2.5/2.5 km
Vapeur d'eau	10.5 - 12.5 μm	2.5/2.5 km

Les 3 canaux du satellite Météosat



Le système est conçu pour fournir toutes les 30 minutes une vue globale du disque terrestre. La résolution au sous-point du satellite est de 2.5 km dans le canal Visible et d'environ 5 km pour l'Infrarouge et le canal vapeur d'eau.

Les images sont "naviguées" par rapport à une image de référence de telle façon que deux images successives sont superposables au pixel près.

Fig. 11 - Image Météosat.(Composition Visible/IR)

L'utilisation du canal infrarouge Météosat pour l'estimation des pluies en Afrique sahélienne

Le canal Visible permet de classer les différents objets de l'image en fonction de leur albedo et notamment de différencier au sein de la nébulosité, les nuages à fort contenu en eau qui apparaissent très brillant (cumulo-nimbus notamment). Néanmoins ce canal n'est par définition utilisable que de jour ce qui le rend peu adapté à notre objectif.

L'imagerie Infrarouge fournit au cours de la journée une "carte thermique" de chaque scène et permet notamment de classer les différents corps nuageux en fonction de leur développement en altitude. En effet la plupart des nuages ont une émissivité proche de 1, c'est-à-dire qu'ils sont opaques dans l'infrarouge; le signal reçu par le satellite dépend donc essentiellement de la température du sommet; ainsi les cumulo-nimbus, source de l'essentiel des pluies sur le Sahel, correspondent aux phénomènes convectifs paroxismaux et seront identifiés comme étant les plus froids (avec les cirrus, nuages de glace peu épais non précipitants, mais localisés à très haute altitude).

En l'absence de nuages, le canal Infrarouge permet en outre de réaliser la cartographie du champ thermique radiatif de la surface et plus particulièrement de repérer la signature thermique des pluies au sol liée à l'humidité instantanée, à l'évaporation et enfin à l'évapotranspiration lorsque le couvert végétal se développe ou s'accroît (SEGUIN,1992).

Les scènes Météosat utilisées dans cette étude ont été fournies dans un premier temps par le Centre de Météorologie spatiale de Lannion (pour la période 1986-1989), puis par le laboratoire UTIS de l'ISRA/ORSTOM de Dakar-Thiaroye (à partir de la saison des pluies 1990).

b) La méthode EPSAT

Les paramètres initiaux

Il existe deux voies possible pour l'élaboration de produits d'estimation des pluies par satellite selon que l'on étudie la *source* de pluies (les nuages précipitants) ou la *cible* (la surface du sol), détectable par le satellite après le passage des nuages.

La méthodologie EPSAT (CARN,1989) repose sur une approche originale qui combine cette double paramétrisation, des causes et des effets : la fréquence d'occurrences de nuages considérés comme pluviogènes d'une part et la température radiative maximale à la surface du sol d'autre part (Fig.12).

Les précipitations dans cette région proviennent essentiellement de nuages à fort développement convectif (systèmes frontaux, lignes de grain, orages isolés, etc...). Cette caractéristique a conduit un certain nombre d'équipes de recherche à baser leur méthodologie de suivi de la saison des pluies sur le recensement des nuages précipitants par des techniques de "seuillage thermique" sur les images satellitaires dans le canal infrarouge, acquises à des cadences horaires voire semi-horaires (ARKIN,1979).

Le seuil de -40°C a été choisi comme référence (GUILLOT,1987). A partir de cette valeur, image après image, à une cadence d'acquisition horaire, et sur une base de temps de 5 jours, un comptage des pixels indicateurs de la présence de nuages supposés précipitants est effectué.

Une image de synthèse pentadaire de fréquence d'occurrences de nuages froids (image FOC) est ainsi créée. Des cumuls sont ensuite calculés pour les périodes plus longues (décades, mois et saisons).

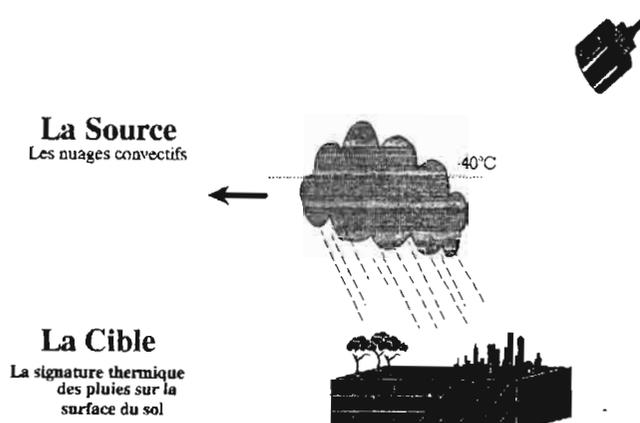


Fig.12 - Schéma de principe de la méthodologie EPSAT

Deux équipes de chercheurs de l'INRA et de l'IRAT ont montré par ailleurs lors d'une étude sur le Sénégal (SEGUIN,1986; ASSAD,1987), que les hauteurs de pluie cumulées étaient significativement corrélées avec l'évapotranspiration, elle même corrélée avec les valeurs cumulées des températures radiatives maximales de surface, mesurées par le satellite. NEGRE et al (1987) ont notamment montré sur le Sénégal, que la pluviométrie est très significativement reliée à la température radiative maximale de surface, notamment lorsqu'elle est corrigée par la température de l'air à la surface du sol.

Un tri est appliqué, par périodes de 5 jours, aux images infrarouge, acquises à une cadence horaire, de façon à sélectionner pour chaque pixel, image après image, la valeur minimum des comptes numériques (CN), indicatrice de la température la plus élevée (image Tmax).

Pour les périodes plus longues (décades, mois, saison) on calcule des moyennes à partir de ce produit pentadaire.

Les procédures de l'estimation EPSAT

Pour des pas de temps décennaires ou plus longs, les pluies mesurées aux stations sont significativement corrélées par régression linéaire multiple avec les deux paramètres de base, FOC et Tmax - pris comme variables indépendantes. Pour les périodes les plus courtes, les décades, les résultats obtenus sont moins satisfaisant, et l'application dans ce cas d'ajustements linéaires n'est acceptable que pour le calcul de lames d'eau sur des surfaces suffisamment importantes (supérieures à 10000 km²). Il est donc illusoire pour ce type de procédure, de vouloir réaliser pour de tels pas de temps une validation au pixel près !

Le couplage de ces deux paramètres dans un même algorithme permet de compenser du moins partiellement, les insuffisances et défauts de l'un ou de l'autre vis à vis de la pluviométrie. Ce sont essentiellement:

pour les occurrences de nuages froids:

- la prise en compte dans le recensement de nuages de glace (cirrus) non précipitants .

- la non représentation de pluies produites par des nuages moyens ou bas (à sommets plus chauds que -40°C).
- l'inadéquation entre un estimateur échantillonné chaque 30 minutes, et une averse qui correspond à un phénomène continu dans le temps. HUBERT et *al.* (1991) ont montré que dans le cas de mesures pluviométriques au sol, la précision pouvait se dégrader de 10% dans le cas d'un échantillonnage fractionné chaque heure, et de l'ordre de 50% pour un échantillonnage horaire.

pour le champ thermique maximum de surface:

- la non correction des effets atmosphériques dans la mesure du bilan radiatif.

Il est à noter que le champ thermique radiatif maximum de surface (T_{max}), est notamment fonction de l'état du couvert végétal du moment, qui représente, particulièrement en zone sahélienne, une sorte de "mémoire" de la saison des pluies à un instant donné. Ce paramètre est donc beaucoup moins influencé par un échantillonnage fractionné dans le temps et permet vraisemblablement de corriger cet effet qui affecte particulièrement celui des occurrences.

Les procédures d'estimation de la pluviométrie par régression linéaire ne peuvent être efficaces que pour un domaine spatial d'échelle moyenne. Notre objectif étant d'obtenir une mesure de la pluie, satisfaisante pour des pas de temps de 10 jours à échelle spatiale fine nous avons développé, lors de ce travail sur le bassin du Sénégal, la méthode dite des *indices pluviométriques* qui nous a permis de préciser les lames d'eau précipitées sur la région à la résolution du pixel Meteosat.

Un premier traitement par le logiciel EPSAT- μ (CARN, 1992) permet d'extraire à partir des images FOC et T_{max} , les valeurs d'occurrences et de température maximale de la surface correspondant aux stations synoptiques dont on connaît la pluviométrie pour la période considérée.

Les deux indices suivants sont alors calculés pour chaque stations:

- a) indice d'efficacité pluviogénique, qui correspond à la pluie moyenne par occurrence:

$$PCb_S = \text{Pluie mesurée} / \text{Nombre d'occurrences}$$

- b) indice de refroidissement:

$$PvT_S = \text{Pluie mesurée} / T_{\text{max}}$$

Un traitement géostatistique (procédure de krigeage par le logiciel Surfer) permet ensuite de calculer les champs de PCb et de PvT étendus à la zone concernée, soient PCb_{ch} et PvT_{ch} .

La cartographie du champ des PCb permet en outre de différencier à l'échelle saisonnière, les zones à pluviométrie essentiellement associée au passage de lignes de grains, de celles où les précipitations ont été plus particulièrement provoquées par des nuages de type front de mousson (CARN, 1987).

Les champs de ces deux indices pluviométriques servent enfin à calibrer les images d'occurrences et du champ thermique de surface, produisant deux champs de pluviométrie estimée, qui sont ensuite combinés linéairement selon l'algorithme suivant :

$$P_e = p_1.[\text{FOC}.PCb_{\text{ch}}] + p_2.[T_{\text{max}}.PvT_{\text{ch}}]$$

Les coefficients de pondération p_1 et p_2 sont fonction des valeurs des coefficients de corrélation qui relient respectivement la pluie mesurée aux stations synoptiques de calibration avec les fréquences d'occurrences de nuages froids d'une part et avec les températures radiatives maximum du sol d'autre part. Ces deux coefficients ont même valeur pour la saison entière.

La figure 13 présente le schéma d'ensemble des procédures qui réalisent l'estimation finale.

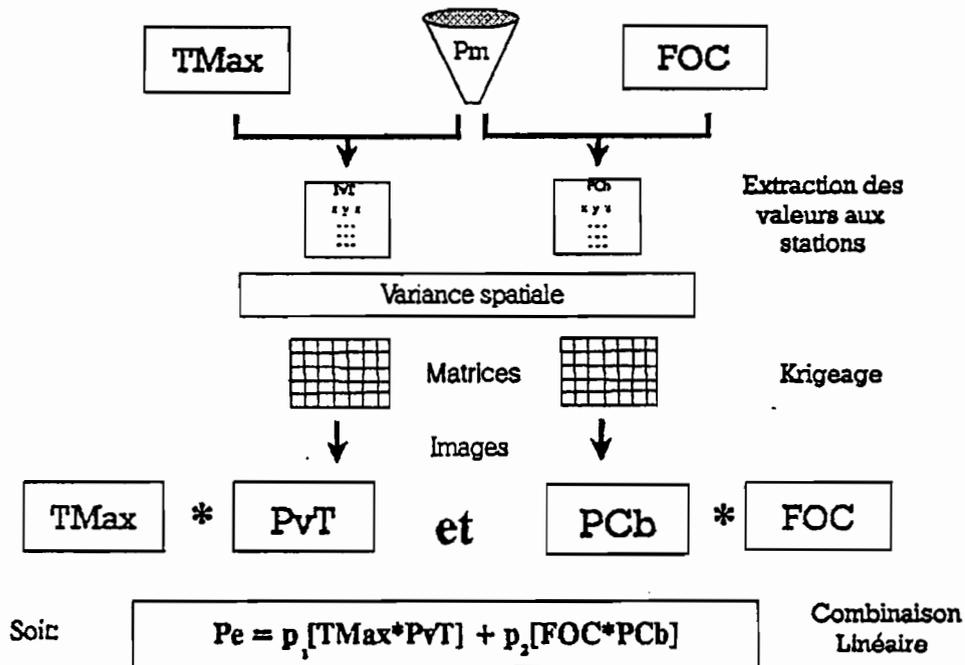


Fig.13 - Schéma de l'algorithme EPSAT, méthode des indices pluviométriques

La validation de l'estimation.

Les totaux pluviométriques saisonniers estimés ont été validé à la résolution du pixel Météosat, par comparaison avec les pluies mesurées à une dizaine de stations de contrôle, indépendantes de celles retenues lors de l'estimation. Nous indiquons dans le tableau III les valeurs mesurées aux stations, et celles des pixels correspondants extraits de l'estimation satellitaire, ainsi que les écarts, pour 5 années d'observation.

Tableau III

Comparaison entre pluie mesurée et pluie estimée aux stations de contrôle

Stations	1986			1987			1989			1990			1991		
	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%	Pe	Pm	%
Fatick	456	452	-0.9	536	575	6.8	624	599	-4.2	400	310	-29	400	404	1
Dahra	304	273	-11.4	520	439	-18.5	560	455	-23.1	312	226	-38.1	336	302	-11.3
Goudiry	696	622	-11.9	760	584	-30.1	640	678	5.6	568	436	-30.3	624	534	-16.9
Kafrine	528	616	14.3	768	591	-29.9	696	567	-25	544	397	-37	456	345	-32.2
Koungueul	788	736	-4.3	704	806	12.7	688	654	-5.2	640	731	12.4	664	606	-9.8
Kidira	648	647	-0.2	616	474	-30	632	822	23.1	504	365	-38.8	624	617	-1.1
Simenti				1160	1195	2.9	928	985	5.8	760	725	-4.8			
Saraya	960	981	2.1	1024	1060	3.4				888	869	-2.2			
N'Diefone													352	308	-14.3

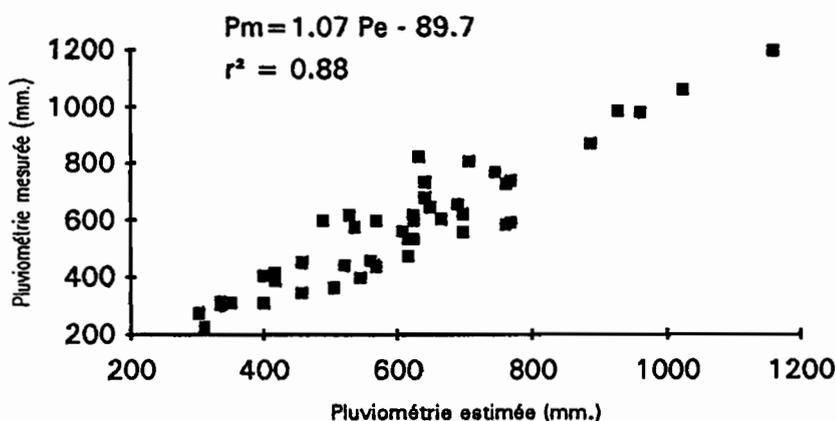


Fig .14a - Comparaison entre pluie estimée et pluie mesurée sur un catalogue de station dédiées à la validation

Une régression linéaire a été calculée pour l'ensemble des valeurs regroupées des 6 années de l'étude; le coefficient de corrélation obtenu ($r^2=0.88$) est tout à fait satisfaisant au niveau saisonnier (fig.14a). La figure 14b montre cependant une tendance à la surestimation de la méthode satellitaire par rapport aux relevés des postes pluviométriques.

Enfin, puisque les cumuls saisonniers des lames d'eau décadaires pour le bassin entier et les principaux tributaires, sont, pour les 7 saisons étudiées, fort peu différents (moins de 10%) des lames d'eau obtenues par traitement réalisé sur les saisons entières, on peut considérer que la méthode est également applicable aux périodes plus courtes et notamment pour des pas de temps de 10 jours.

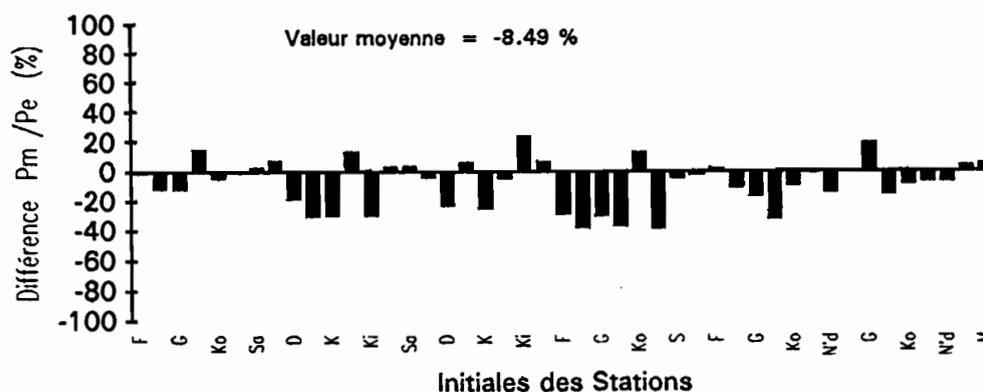


Fig. 14b - Résidus centrés entre pluie estimée et pluie mesurée.

Les différences observées entre pluie estimée et pluie mesurée, peuvent s'expliquer, outre les imperfections de la méthode, par les défauts de représentativité qui existent entre les pluviomètres et les pixels correspondants. Nous avons montré (Fig.10) que dans la région de Richard-Toll, sur un même pixel Meteosat le gradient pluviométrique pour la saison entière, (pour laquelle les hétérogénéités locales sont en partie lissées!), pouvait être compris entre 120 et 200 mm, de même FLITCROFT et al. (1988) ont évalué lors d'une expérience réalisée dans la région de Tahoua au Niger, qu'à une distance de 5 km d'un point de mesure une pluie de 60 mm devait être réduite de 8 mm, soit 13%.

3. La pluviométrie sur le bassin de 1986 à 1992. Comparaison avec la climatologie de référence

Il est hors de propos de présenter tous les résultats du programme EPSAT appliqués à une entité hydrologique de dimension régionale. L'essentiel tient à une présentation de la cartographie pluviométrique globale du bassin (Fig.15) ainsi qu'à celle de la pluviométrie décadaire pour l'année 1989 (Fig.16), choisie comme exemple pour illustrer l'évolution de la pluviosité sur le bassin au cours d'une saison. Enfin une inter-comparaison à l'échelle du pixel Météosat de situations à différentes périodes a permis d'identifier à une échelle très fine les anomalies pluviométriques du bassin (Fig.17).

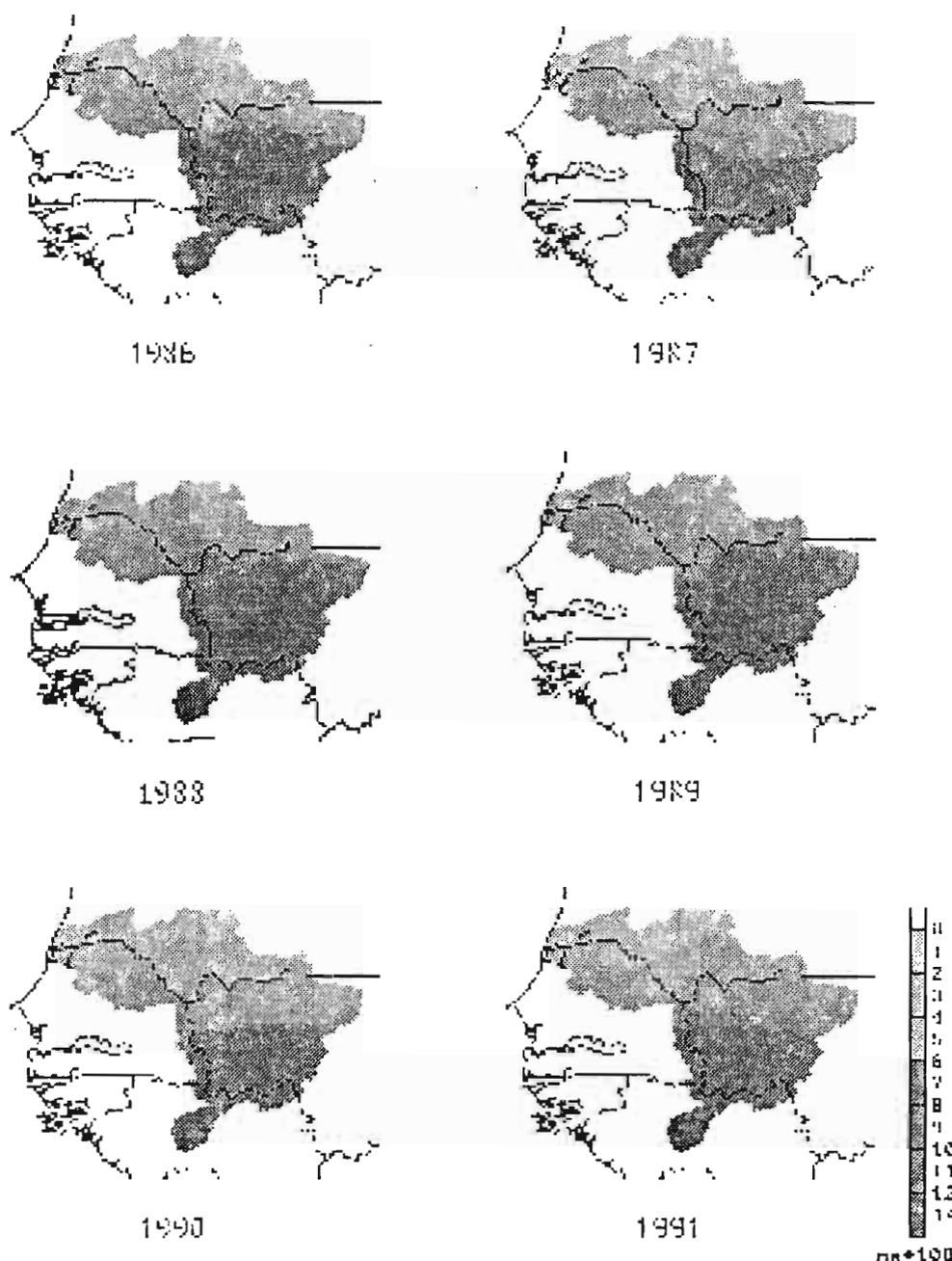


Fig. 15 - Pluviométrie annuelle sur le bassin du Sénégal. Carte des isohyètes estimée par EPSAT (1986 à 1991)

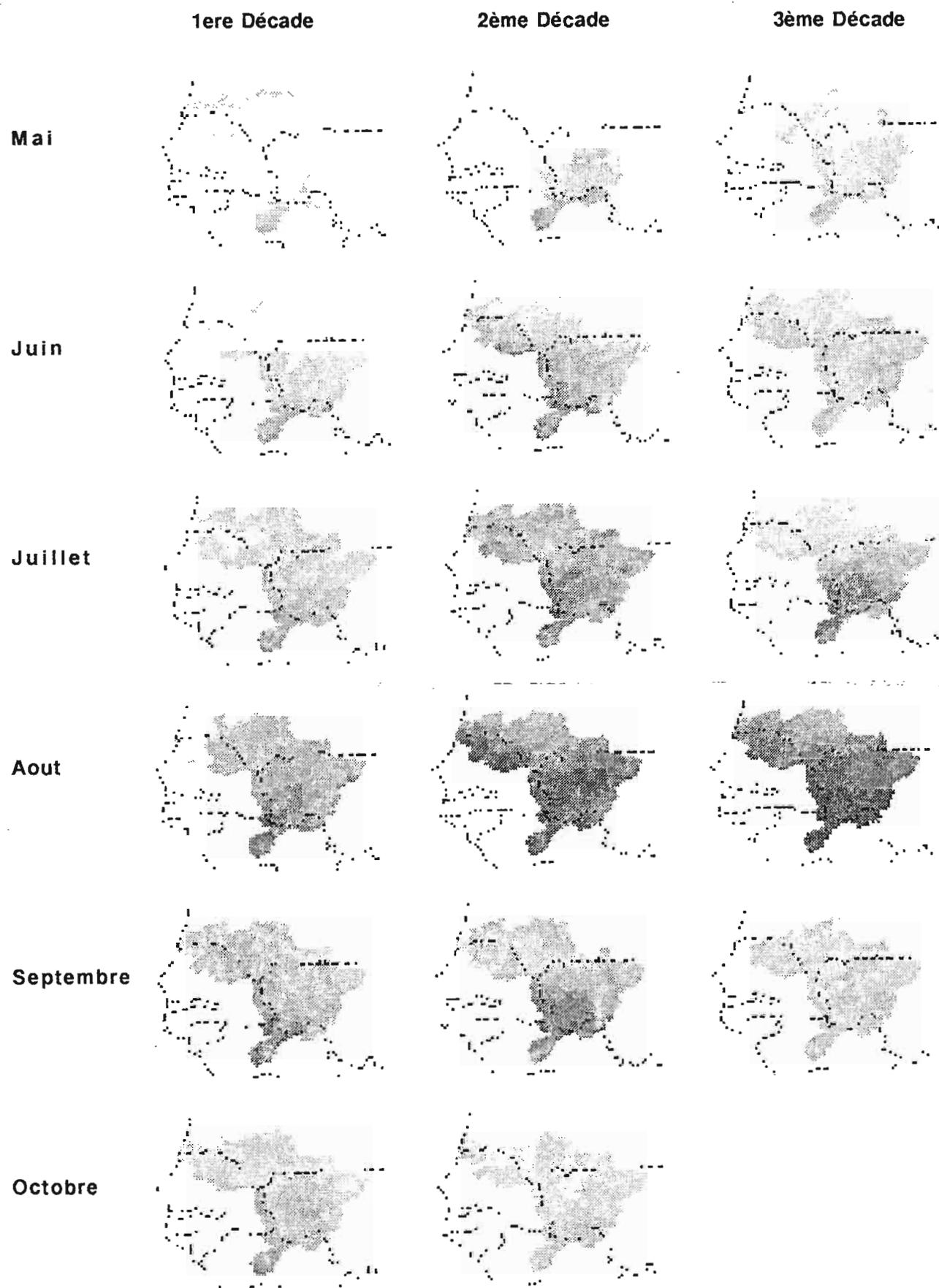


Fig. 16 - Saison des pluies 1989 (Précipitations décadaires)

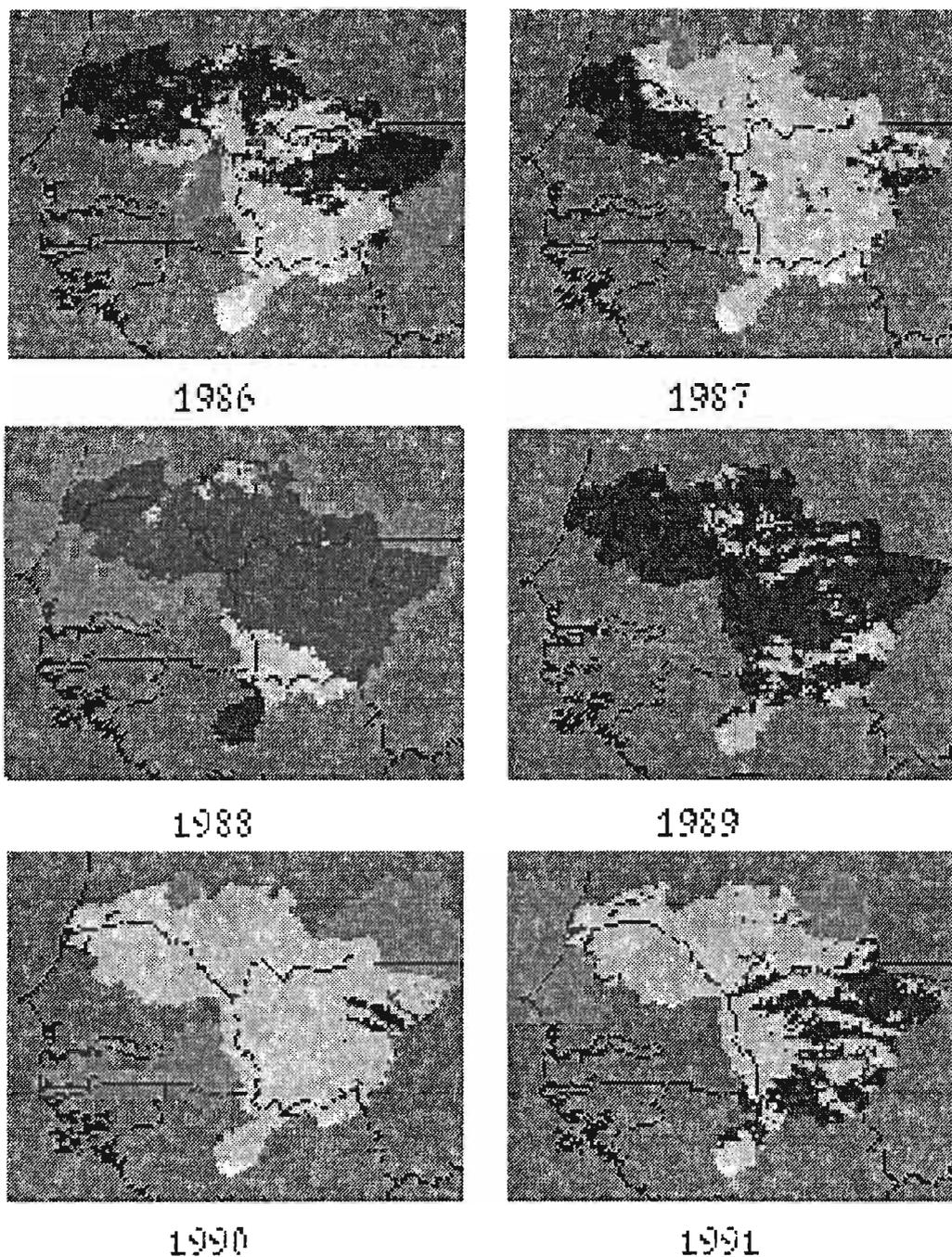


Fig.17 - Anomalies pluviométriques de 1986 à 1991
par rapport à la normale saisonnière 1951-1980
(les plages claires correspondent aux déficits pluviométriques tandis les
plages foncées délimitent les pluviosités excédentaires)

Naturellement la cartographie précise de la pluviosité annuelle par le traitement EPSAT permet d'accéder, (pour l'ensemble du bassin versant et les sous-bassins régionaux : le Sénégal à Bakel, la Falémé à Gourbassi et Kidira, le Bafing à Dakka Saïdou et Manantali), à la lame d'eau précipitée par saison des pluies. Elle sera utilement comparée (dans le chapitre consacré aux écoulements) aux évaluations sur le ruissellement superficiel (vecteur essentiel de l'érosion des sols et du transport des alluvions vers la basse vallée).

a) la climatologie de référence

Le centre Agrhymet de Niamey viens de publier l'"Atlas agroclimatique des pays du CILSS" (MOREL,1993), qui contient notamment une importante et très actuelle climatologie des précipitations sur le sous continent. Les moyennes interannuelles ont été classées selon les trois périodes suivantes :

- 1950-1967 : Référence de période humide
- 1951-1980 : Normale intersaisonnière
- 1968-1985 : Référence de période sèche actuelle.

Différents tests de contrôle de qualité des données ont permis à l'auteur d'éliminer les valeurs douteuses, et de proposer ainsi un catalogue de données de référence d'une bonne fiabilité. La figure 18 représente la distribution moyenne des isohyètes sur le bassin pour la saison des pluies (de mai à octobre) pour les trois périodes considérées.

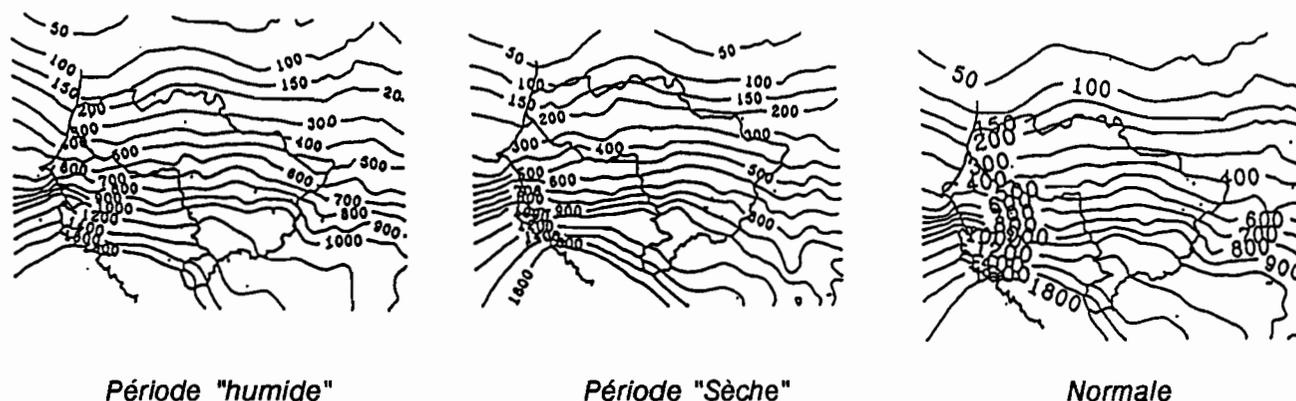


Fig.18 - Climatologie saisonnière des précipitations sur le bassin pour trois périodes de référence (d'après l'Atlas Agroclimatique des Pays du CILSS, Agrhymet 1992)

Les isocontours ont été tracés par krigeage à l'aide du progiciel *Surfer*, tandis que les lames d'eau mensuelles et saisonnières ont été calculées par le logiciel EPSAT-μ. Le tableau IV donne les valeurs mesurées en mm sur l'ensemble du bassin pour les trois périodes de référence.

Tableau IV - Moyennes interannuelles pour 3 types de pluviosité : humide, sèche et normale. (extraites de l'Atlas agroclimatique des pays du CILSS, AGRHYMET)

	1950-1967	1951-1980	1968-1985
Mai	31	31	27
Juin	83	73	63
Juillet	156	146	129
Aout	225	195	159
Septembre	165	140	109
Octobre	46	36	29
Saison	706	621	516

b) Les lames d'eaux précipitées sur le bassin de 1986 à 1992

Nous avons représenté sur la figure 19a les hauteurs des lames d'eau sur le bassin entier pour les sept saisons étudiées en y figurant par deux traits horizontaux les valeurs des moyennes interannuelles proposées par le centre AGRYMET pour les deux périodes de référence extrêmes : humide et sèche.

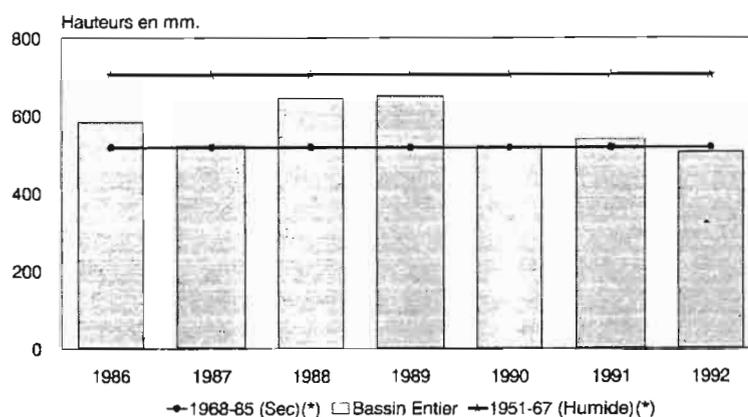


Fig.19a - Lames d'eau précipitées sur le bassin au cours des saisons des pluies 1986 à 1992.

Aucune des 7 saisons concernées n'atteint la moyenne de pluviosité de la période "humide" (1950-1965); celles qui s'en rapprochent le plus, les saisons 1988 et 1989, sont par contre dans la normale 1951-1980.

Les cinq autres saisons sont toutes largement déficitaires; la lame d'eau enregistrée sur le bassin en 1992, est même légèrement inférieure à la moyenne de la période "sèche" (1968-1985).

L'analyse des lames précipitées sur les principaux sous-bassins (fig.19b) apporte un éclairage sensiblement différent, sur la nature de ces 7 dernières saisons des pluies.

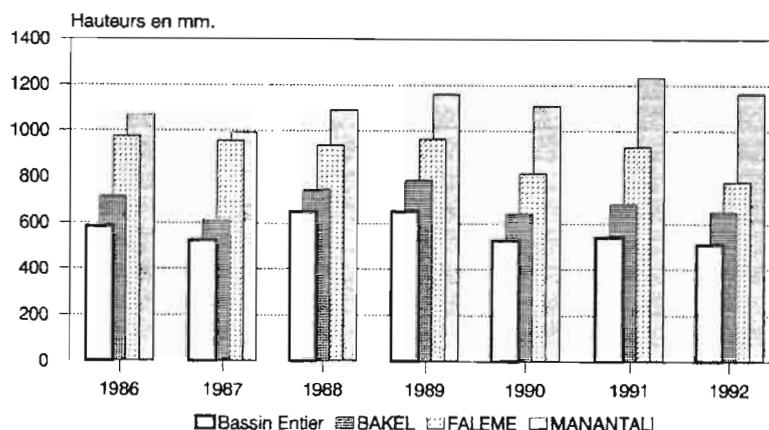


Fig.19b - Lames d'eau précipitées au cours des saisons 1986 à 1992 sur les tributaires étudiés.

Le fait le plus marquant réside dans les différences de pluviosités observées sur les deux bassins pourtant contigus de la Falémé à Kidira et du Bafing à Manantali. Les lames d'eau mesurées sur ces deux bassins au cours des deux saisons 1986 et 1987 ont été du même ordre de grandeur. Par la suite la différence, en faveur de la pluviosité du Bafing, a été de plus en plus marquée pour atteindre un maximum en 1992.

C - RECONNAISSANCE CHIMIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX DE PLUIE AU SENEGAL

Avant 1981, il n'existait que très peu de données publiées sur les compositions chimique et isotopique des eaux de pluie au Sénégal. Les études engagées sur les eaux souterraines et sur celles des trois grandes rivières du pays (Sénégal, Gambie et Casamance) souffraient de cette méconnaissance du "signal d'entrée" chimique et isotopique.

Une étude a été entreprise au début de la saison des pluies 1981 et poursuivie au cours des "hivernages" 1982, 83, et 84. Lors de la première campagne, les précipitations journalières ont été prélevées en huit stations réparties sur l'ensemble du Sénégal (Fig. 20). En 1982, tous les événements pluvieux ont donné lieu à une collection, globalement à M'Bour et de manière fractionnée à Dakar Hann, grâce à un dispositif de flacons en série. Des protocoles d'échantillonnage identiques ont été mis en place à Bakel et Goulombou en 1983 et de nouveau à Dakar en 1984, et en 1985.

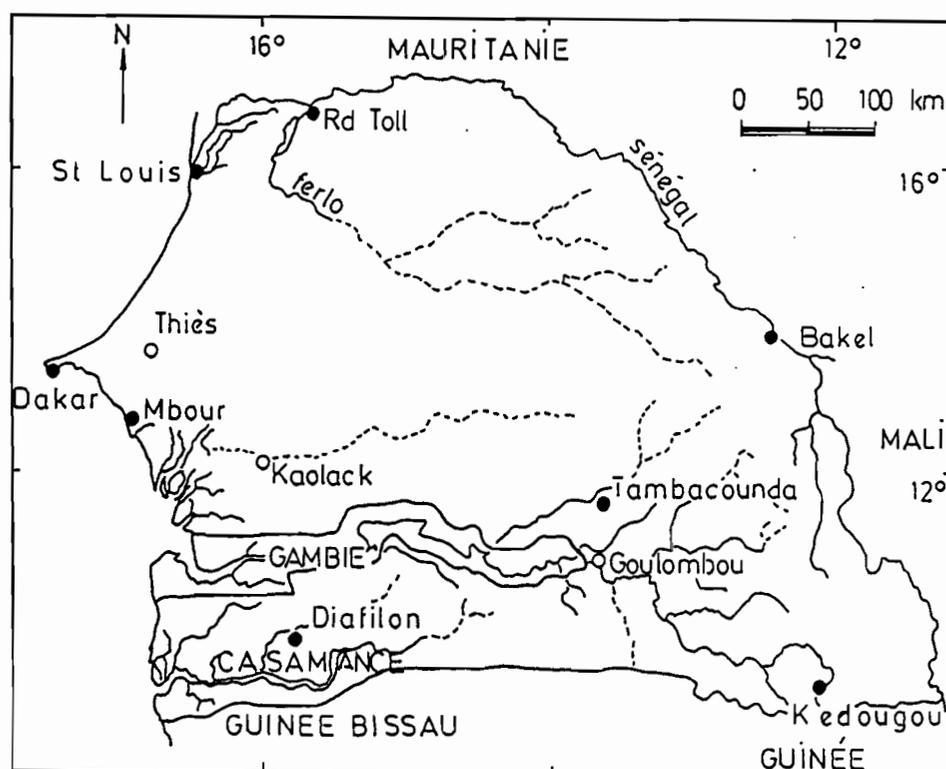


Fig. 20 - Position géographique des stations

Outre l'aspect marquage initial isotopique et chimique des précipitations en zone sahélienne et en bordure du littoral atlantique, le grand nombre d'échantillons disponibles livrent des informations sur l'origine et les conditions de distillation des masses de vapeur d'eau et sur l'importance relative de la réévaporation en cours de chute.

1. Stations de mesures et protocoles de prélèvement

A deux exceptions près, les prélèvements proviennent des sites d'études engagées par l'ORSTOM sur le comportement hydrogéochimique des grands bassins versants sahéliens. Il a ainsi été possible de couvrir l'ensemble des principales zones climatiques du Sénégal à partir de 8 stations : Saint-Louis, Richard-Toll, Dakar, M'Bour, Bakel, Tambacounda, Diafilon et Kédougou.

Des entonnoirs à col étroit, surmontant des flacons teintés, ont fait office de pluviomètres. Les échantillons de chaque averse ont été temporairement conservés dans de volumineux récipients où une fine couche d'huile de paraffine interdisait l'évaporation. Les collecteurs ont été rincés à l'eau distillée après chaque averse et les prélèvements filtrés avant entreposage.

Pour ce qui est de la chimie, les échantillons sont essentiellement représentatifs des précipitations humides (*rain-out* et *wash-out* de la littérature anglo-saxonne). Les prélèvements concernent essentiellement les mois de juillet et d'août ainsi que septembre à Tambacounda, Bakel et Richard Toll.

A la fin de la saison des pluies, des fractions aliquotes des eaux ont été transmises pour analyse au Centre de Sédimentologie et Géochimie de la Surface de Strasbourg (méthodes d'analyse décrites par KREMPP, 1982) et au laboratoire d'Hydrologie et de Géochimie isotopique de l'Université de Paris-Sud.

2. Evolution de la composition chimique des pluies

Les analyses correspondent, dans la plupart des cas à des moyennes mensuelles par suite du cumul des échantillons. Les tableaux VI et VII regroupent le corpus analytique et la composition chimique moyenne aux différentes stations (moyennes pondérées par l'importance relative des précipitations pour les différents mois). L'examen de ces tableaux laisse apparaître des différences de teneur ioniques, parfois importantes, entre les stations.

L'origine des différents composants minéraux solubles des précipitations a souvent été discutée ainsi que le fractionnement chimique lors de la formation des aérosols marins (GORHAM 1957, 1961; CHESSELET et al. 1972; MATHIEU 1976).

La *minéralisation globale* : elle est représentée ici par la conductivité et la somme anions-cations comprises respectivement entre 8,6 et 130 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 0,13 et 0,92 méq./l. Elle décroît de l'océan vers l'intérieur des terres et d'une manière un peu moins nette vers le sud. A l'exception des stations les plus méridionales (Diafilon, Kédougou) qui correspondent à la zone des pluies continues, la répartition mensuelle des retombées salines est irrégulière. Ceci rejoint les observations de MATHIEU (1971) sur la Côte d'Ivoire où les pluies de tornade montrent des résistivités très variables.

Par ailleurs, aucune relation n'a pu être établie entre la minéralisation et la hauteur de précipitation mensuelle ou le nombre des averses.

Les ions *sodium* et *chlorures* : les concentrations en sodium varient de 0,41 à 6,44 mg/l. Cet élément représente le cation dominant à Richard Toll, Dakar, Saint-Louis, M'Bour et Diafilon, donc au voisinage de la côte; il s'associe le plus souvent aux minéralisations très élevées.

On sait qu'une partie importante des ions sodium des précipitations provient de la surface des océans (JUNGE et WERBY, 1957). On peut donc les associer aux ions chlorures qui, en l'absence de pollution, proviennent des océans (JUNGE et GUSTAFON, 1957). Les concentrations en Chlore varient de 0,5 à 8,4 mg/l, parallèlement à celles de sodium et représentent l'anion dominant aux stations côtières et à Diafilon.

Tableau VI

Composition chimique mensuelle (en mg/l) des pluies au Sénégal
(TRAVI et al. 1987, 1992)

Stations continentales Mois	Tambacouba			Kédougou		Diéfilon		Bakel		
	J ^t	A	S	J ^t	A	J ^t	A	J ^t	A	S
pH	6.3	6.4	5.96	6.4	6.29	5.96	6.14	6.68	6.89	5.98
Cond (µS)	10.9	22.5	9.20	23.6	20.50	8.60	9.90	20.2	22.3	40.8
NH ₄ ⁺	0.04	0.04	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09
Na ⁺	0.55	0.90	0.53	0.87	0.41	0.55	0.48	0.76	0.53	2.83
K ⁺	0.16	0.31	0.27	0.59	0.39	0.23	0.66	0.35	0.27	0.86
Mg ²⁺	0.15	0.63	0.07	0.19	0.15	0.10	0.15	0.15	0.17	0.49
Ca ²⁺	1.04	2.16	0.56	2.92	2.68	0.60	0.40	2.44	3.04	2.96
HCO ₃ ⁻	3.54	11.47	0.43	9.33	7.75	1.83	2.26	7.20	8.54	9.45
Cl ⁻	0.74	0.67	0.96	1.85	1.35	0.75	0.82	1.38	1.49	5.33
NO ₂ ⁻	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
NO ₃ ⁻	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.07	0.37	0.70
SO ₄ ²⁻	0.77	0.49	1.15	0.39	0.78	0.67	0.67	1.06	0.58	1.82
H ₄ SiO ₄	0.77	2.21	0.19	0.77	0.48	0.77	0.57	0.67	0.67	1.02
SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	1.04	0.73	1.20	0.21	0.58	0.89	0.82	0.77	0.39	0.34
Total	7.88	19.00	4.30	17.05	14.13	5.64	6.15	14.15	15.73	24.97

Stations côtières Mois	Mbour		Dakar		St. Louis		Rd. Toll		
	J ^t	A	J ^t	A	J ^t	A	J ^t	A	S
pH	6.72	6.25	3.56	n.d.	5.26	3.75	5.54	6.87	6.85
Cond (µS)	54.20	20.50	130.00	n.d.	29.00	74.20	20.50	67.60	53.20
NH ₄ ⁺	0.05	0.02	0.05	0.29	0.02	0.40	0.02	1.17	0.43
Na ⁺	5.15	2.19	3.91	3.13	1.59	0.90	1.10	6.44	5.57
K ⁺	0.70	0.31	1.02	0.39	0.35	0.90	0.43	0.86	0.63
Mg ²⁺	0.63	0.27	0.56	0.32	0.29	0.22	0.24	0.85	0.27
Ca ²⁺	3.20	0.80	3.12	1.12	1.68	1.44	1.28	2.52	2.64
HCO ₃ ⁻	7.81	2.93	4.58(+H ⁺)	-	0.61(+H ⁺)	3.54(+H ⁺)	0.67	11.71	12.57
Cl ⁻	8.40	3.20	17.29	-	4.12	1.78	2.13	8.09	4.47
NO ₂ ⁻	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05	0.05
NO ₃ ⁻	0.07	0.07	0.07	0.07	3.35	13.02	2.79	0.62	0.62
SO ₄ ²⁻	4.51	1.63	5.09	5.09	1.25	2.40	1.15	7.39	2.21
H ₄ SiO ₄	0.67	0.19	1.25	0.67	0.48	0.48	0.48	0.86	0.67
SO ₄ ²⁻ /Cl ⁻	0.54	0.51	0.29	-	0.30	1.35	0.54	0.91	0.49
Total	31.24	11.66	36.99	-	13.79	25.13	10.34	40.86	30.13

Tableau VII

Composition chimique moyenne pondérée (en mg/l) des pluies du Sénégal aux stations
continentales et côtières

Stations	Continentales				Côtières			
	Kédougou	Bakel	Tamba	Diéfilon	Mbour	Dakar	St. Louis	Rd. Toll
NH ₄ ⁺	0.02	0.03	0.04	0.02	0.03	0.22	0.23	0.03
Na ⁺	0.57	0.85	0.73	0.51	3.01	3.36	1.07	6.04
K ⁺	0.46	0.36	0.24	0.47	0.42	0.57	0.67	0.75
Ca ²⁺	2.76	2.85	1.58	0.48	1.46	1.70	1.43	2.50
Mg ²⁺	0.18	0.20	0.39	0.13	0.37	0.39	0.24	0.50
HCO ₃ ⁻	8.29	8.22	7.43	2.07	4.28	-	2.21	12.11
Cl ⁻	1.52	1.88	0.72	0.79	4.64	-	2.26	6.42
NO ₂ ⁻	0.07	0.24	0.07	0.07	0.07	0.07	8.40	0.07
SO ₄ ²⁻	0.64	0.87	0.66	0.67	2.42	5.09	1.84	5.01
H ₄ SiO ₄	0.58	0.71	1.47	0.69	0.32	0.84	0.48	0.77
Total	15.09	16.21	13.33	5.90	17.02	34.11	18.83	35.16

On admet généralement que le rapport Cl/Na des aérosols et des précipitations sur le littoral est voisin de celui de l'eau de mer (CHESSELET et al., 1972; SASSEVILLE et LACHANCE, 1981) et que sa diminution est liée à l'apport de sodium par les éléments d'origine continentale. Au Sénégal, ce rapport est plus faible que dans l'eau de mer à M'Bour, Richard-Toll, Tambacounda et Diafilon, peu différent à Bakel et Saint-Louis, et plus fort à Dakar et Kédougou. On n'observe donc pas de décroissance nette du rapport Cl/Na lorsqu'on s'éloigne de l'océan.

L'ion *calcium* : contrairement à la distribution de Na et Cl, les teneurs en calcium sont assez homogènes sur l'ensemble du Sénégal. Les variations les plus fortes se manifestent souvent d'un mois à l'autre à une même station. Les teneurs varient de 0,4 à 3,2 mg/l et Ca est le cation dominant dans les précipitations de l'intérieur du pays. Il trouve alors son origine dans l'entraînement de particules carbonatées des sols qui représentent la plus grande partie de la fraction soluble des poussières (GAC, 1985).

L'ion *magnésium* : sa concentration est en général fortement tributaire des apports marins. Les teneurs, relativement faibles, varient de 0,014 à 0,85 mg/l. Les rapports Mg/Na sont très voisins de celui de l'eau de mer pour les stations côtières; ils augmentent parfois assez fortement à l'intérieur des terres où leur caractère essentiel est la grande variabilité d'un mois à l'autre.

L'ion *sulfate* : en l'absence de forte pollution industrielle, l'origine est essentiellement marine et on observe en fait les plus fortes concentrations près de la côte. Toutefois dès que l'on s'éloigne du littoral, la distribution des sulfates météoriques devient erratique. Le rapport pondéral sulfates sur chlore est toujours supérieur à celui de l'eau de mer (0,14). Cela correspond au phénomène d'enrichissement en ion sulfate qui intervient lors du passage eau de mer-aérosols (MATHIEU, 1976) et se maintient ensuite au cours des précipitations successives.

L'ion *potassium* : à l'image de ce qui a été observé par ailleurs, les eaux de pluies au Sénégal sont peu chargées en potassium (0,15 à 1,88 mg/l) et la répartition ne semble obéir à aucun déterminisme géographique ou saisonnier.

Les ions *nitrate et ammonium* : les concentrations en ces éléments sont faibles et souvent inférieures aux limites de détection (0,07 mg/l pour les nitrates et 0,02 mg/l pour l'ammonium). Les valeurs plus élevées relevées à Richard Toll semblent devoir être reliées aux activités industrielles de la Compagnie Sucrière Sénégalaise.

Le *pH* : les valeurs s'échelonnent de 3,56 à 7,04 mais ne présentent pas une grande signification dans la mesure où l'analyse n'a pas été effectuée in situ et dans l'instant.

L'évolution d'ensemble de la physico-chimie des eaux de pluie en fonction de l'origine des éléments apparaît, dans le temps et dans l'espace complexe et parfois inattendue :

- si de manière classique, le sodium, le chlore, le magnésium et les sulfates sont plus concentrés près du littoral, le rapport Cl/Na ne subit pas de diminution nette en domaine continental et s'inscrit à des valeurs souvent différentes de celle de l'eau de mer.

- les teneurs relatives en calcium n'augmentent pas de manière significative.

L'absence de dépendance nette apparaît également dans la faiblesse des coefficients de corrélation entre les éléments. Cela peut être dû à la nature même du régime climatique intertropical qui délimite des zones fluctuantes, à précipitations d'origine différente. D'une manière générale, les valeurs moyennes pondérées enregistrées au Sénégal ne présentent pas de caractère exceptionnel.

3. Composition isotopique et genèse des précipitations

Les pluies ont été recueillies à un pas de temps très court grâce à un dispositif de flaconnage en série. Cent vingt trois échantillons, correspondant à 28 averses d'intensité variable

et d'une durée comprise entre une dizaine de minutes et trois heures, ont pu être ainsi collectés analysés (Oxygène 18 et deutérium).

L'analyse détaillée des données permet de retenir, principalement, les observations suivantes :

- les teneurs en oxygène 18 s'échelonnent de -1 à - 11,2 ‰, avec une valeur moyenne pondérée de - 4,75 ‰.

- il n'existe pas de corrélation intensité des précipitations et isotopes lourds, mais pour les très faibles pluies, les eaux météoriques sont fortement enrichies, traduisant ainsi l'influence de l'évaporation,

- l'évaporation en cours de chute est surtout liée aux taux d'humidité,

- les épisodes pluvieux à teneurs extrêmes en isotopes lourds correspondent à des conditions aérologiques bien précises et sont étroitement liés à la direction générale des vents. Ainsi, certains épisodes sont clairement marqués par la vapeur océanique issue d'un premier stade de condensation ce qui est en accord avec les fortes teneurs en chlorures et avec les valeurs du rapport chlorure sur sulfate. En fin d'hivernage, lors du reflux de la mousson et de la descente de la ZITC, les pluies s'enrichissent en isotopes lourds sous l'effet d'une condensation à basse altitude, et l'évaporation associée aux vents de Nord et de Nord Est se fait nettement sentir.

- enfin, au coeur de la saison des pluies, les averses laissent apparaître des eaux exceptionnellement appauvries en isotopes lourds. Bien qu'un appauvrissement à la suite d'un recyclage de vapeur le long des lignes de grain ne puisse être exclu, l'hypothèse de l'intervention de facteurs extra-tropicaux, déjà envisagée par certains climatologues (LEROUX, 1988) est à considérer.

Conclusion

Cette reconnaissance sur la composition chimique et isotopique des pluies conduit à considérer deux sources et deux itinéraires différents pour la vapeur génératrice des pluies de mousson et des aérosols porteurs de sels marins (à ne pas confondre avec les apports éoliens). La vapeur en provenance du Sud n'apporterait que très peu de sels et se condenserait selon un processus assez simple au sommet d'un profil d'atmosphère pratiquement saturé en vapeur d'eau. La forte teneur saline des précipitations est due à un apport direct d'embruns et d'aérosols océaniques.

L'excès en sels d'origine marine dans les précipitations par rapport au réseau hydrographique de surface implique deux autres conséquences :

- au cours de la période de sécheresse actuelle, les nappes phréatiques ne contribuent pratiquement pas à l'écoulement (voir chapitre sur les relations entre le réseau de surface et les eaux souterraines). Une augmentation de la minéralisation du réseau de surface serait donc à attendre en année pluvieuse sous les effets cumulés du "rinçage" des sols et de l'apport des pluies.

- la régulation saline des nappes s'effectue nécessairement par écoulement souterrain vers des systèmes endoréiques avec accumulation localisée de sels, ce qui confirme une notion hydrogéologique bien établie au Sénégal.

III LE PHENOMENE DES BRUMES SECHES, LES POUSSIERES ATMOSPHERIQUES

Avec le développement actuel des programmes pour la protection de l'environnement et de l'atmosphère, un effort particulier a été déployé depuis une dizaine d'années pour évaluer le transport et le dépôt des lithométéores. En effet, les poussières font partie des grands cycles d'échanges de matière entre la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère.

Leurs sources sont les régions arides et semi-arides qui couvrent près de 30 % de la surface des continents. Les deux plus importants foyers sont le désert d'Asie centrale et le Sahara (RHAN *et al.*, 1979). La plus grande partie des expulsions de poussières sahariennes par la façade atlantique se produit entre le Cap-Blanc en Mauritanie et le nord du Sénégal (OLIVA *et al.*, 1983).

Après une description sommaire du phénomène et du protocole d'échantillonnage à l'aide d'un capteur pyramidal inédit (présenté pour un brevet, mais considéré comme un savoir-faire), cette digression sur les lithométéores se propose de faire le point de toutes les observations **journalières** effectuées de 1984 à 1993, de préciser ensuite la nature des constituants puis d'établir la relation entre les dépôts et la visibilité horizontale au sol.

A - DESCRIPTION DU PHENOMENE DES BRUMES SECHES

Les directions principales d'expulsion de poussières au-dessus de l'Afrique de l'Ouest dépendent de la saison considérée. En hiver boréal, la situation anticyclonique sur le continent conduit à des vents d'Est très marqués au nord du 10ème parallèle, à NE plus au sud et à une subsidence basse qui dépasse rarement 1.000 m d'altitude où sont bloqués les aérosols. En été boréal la circulation générale des aérosols (Fig. 21) est soumise à des mouvements ascendants verticaux et souvent tourbillonnaires dans la zone du Front Inter Tropical (FIT). Enfin, au passage du littoral, les observations indiquent que les conditions de transport dépendent à la fois des saisons et des directions suivies par les poussières.

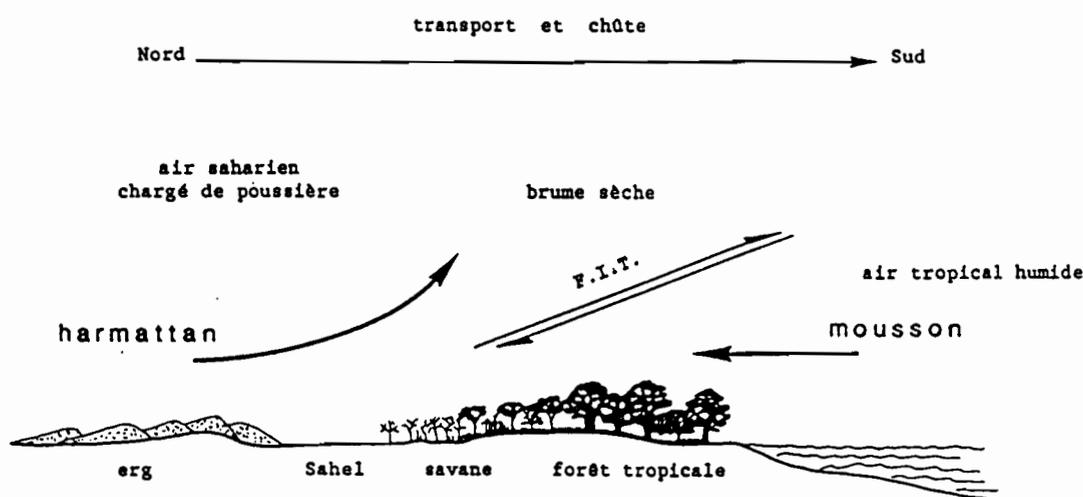


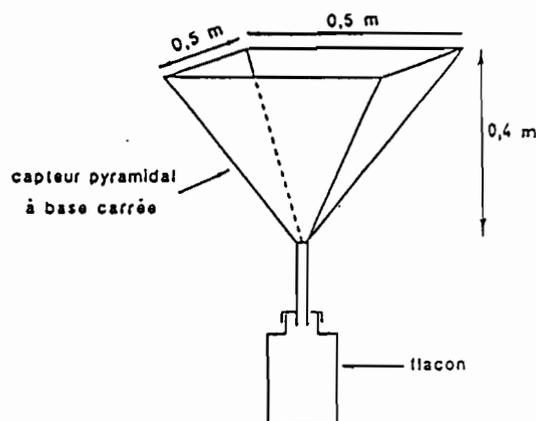
Fig. 21 - Schéma de circulation des poussières atmosphériques

Le "phénomène poussière" n'existe que par la convergence de deux facteurs : la présence d'un stock de particules très fines potentiellement mobilisables et celle d'un vent suffisamment

fort pour les soulever et les transporter. L'environnement désertique est naturellement particulièrement favorable à cette convergence mais, d'un part, tous les substrats ne sont pas également aptes à libérer ces particules fines et, d'autre part, le vent n'y montre pas partout la même compétence. Une fois mobilisées, les poussières se déplacent en suspension plus ou moins loin vers les marges du Sahara et au-delà (COUDE-GAUSEN, 1991).

B - PROTOCOLE D'ECHANTILLONNAGE DES POUSSIÈRES EOLIENNES

Il existe deux types de techniques d'échantillonnage des aérosols particulaires, selon que l'on s'intéresse aux poussières en suspension (système aspirant) ou à la fraction sédimentée (collecteur gravitaire).



Le capteur d'aérosols utilisé au laboratoire de l'ORSTOM de Dakar, placé à 5 mètres au dessus du sol, consiste en une cuve pyramidale renversée en plexiglass, de 40 cm. de hauteur, avec une base carrée de 0,25 m² (Fig. 22). La cavité réceptrice est lavée à l'eau distillée, chaque jour vers 07 h 00 TU. Les poussières sont ensuite recueillies au laboratoire sur filtre millipore de 0,45 µm de porosité, puis séchées à 70°C et pesées. Les données sont exprimées en g/m²/jour.

Fig. 22 - Schéma du capteur pyramidal

Cette méthode d'échantillonnage ne prend naturellement en compte que la fraction insoluble ou peu soluble des dépôts. Pour obtenir des informations sur la fraction soluble il convient d'analyser également le filtrat ou encore de procéder à de simples mesures de conductivité qui permettent de situer l'ordre de grandeur de la minéralisation des dépôts humides (GAC et CARN, 1986).

Une étude comparative entre ce système gravitaire et un appareillage de mesure par aspiration (20 m³/jour) des poussières en suspension, sur filtre millipore de 35 mm de diamètre, a été réalisée au centre ORSTOM de M'Bour de janvier à mai 1986. Les résultats obtenus par les deux méthodes sont concordants (ORANGE et al., 1990; ORANGE, 1990). La relation exprimant le dépôt de poussières Fpm mesuré par le capteur en fonction du flux Fpe estimé à partir du dispositif aspirant est la suivante : $F_{pm} = 1.06 F_{pe}$.

Le coefficient de régression linéaire calculé sur 120 observations est significatif ($r = 0.79$) mais faible puisque le rapport des variances entre les deux capteurs n'est que de 62%. Ceci peut s'expliquer par le fait que le système aspirant intéresse toutes les particules qui entrent dans son champ d'attraction y compris celles très fines qui ne sédimentent pas, tandis que le capteur pyramidal récupère seulement les particules qui tombent et dont certaines peuvent ensuite être remobilisées par le vent.

Deux stations permanentes de collecte des aérosols ont été mises en place au Sénégal : Dakar dans la presqu'île du cap Vert et N'Gnith sur la rive occidentale du lac de Guiers. Ce transect de direction NE coïncide avec la direction des vents dominants porteurs de poussières sahariennes. Des mesures plus ponctuelles ont également eût lieu à Nouakchott en Mauritanie, à Mbour, Pété, Bakel et Kédougou au Sénégal.

C - L'ENREGISTREMENT DES POUSSIÈRES EOLIENNES A DAKAR DE 1984 A 1993 ET A N'GNITH DE 1987 A 1993

1. Importance des aérosols sur la presqu'île du Cap Vert

Sur la presqu'île du Cap Vert du Sénégal les plus importants dépôts de poussières sont observés pendant les premiers mois de l'année (de janvier à juin) et les plus faibles pendant la saison des pluies (Tableau VIII et Fig. 23).

Tableau VIII

Dépôts moyens mensuels et annuels de poussières sur le Cap Vert (en $g/m^2/jour$)

Mois	1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	Moy.
J	1.03	0.88	0.89	0.30	0.93	0.36	0.58	0.27	0.27	0.61	0.61
F	1.62	1.53	0.54	0.52	0.87	0.86	0.37	0.67	0.35	0.38	0.77
M	1.11	0.93	1.16	0.85	0.66	0.60	0.71	0.67	0.82	0.78	0.83
A	0.65	1.10	0.56	0.96	0.42	0.65	0.43	0.38	0.65	0.78	0.66
M	1.17	0.70	0.50	1.18	0.53	0.72	0.43	0.41	0.62	0.73	0.70
J	nd	0.93	0.52	0.43	0.52	0.80	0.48	0.42	0.78	0.54	0.60
J	nd	0.29	0.21	0.39	0.22	0.22	0.21	0.56	0.15	nd	0.28
A	nd	0.14	0.39	0.29	0.16	0.13	0.16	0.12	0.13	nd	0.19
S	nd	0.29	0.22	0.22	0.15	0.16	0.13	0.22	0.16	nd	0.20
O	nd	0.38	0.48	0.37	0.18	0.15	0.16	0.18	0.29	nd	0.29
N	0.46	0.32	0.35	0.18	0.17	0.16	0.21	0.19	0.33	nd	0.27
D	0.66	0.47	0.40	0.37	0.22	0.25	0.53	0.21	0.24	nd	0.37
Année	0.78	0.66	0.52	0.51	0.42	0.42	0.37	0.36	0.40	nd	0.48
J-J ¹	nd	1.01	0.70	0.71	0.66	0.68	0.50	0.47	0.58	0.63	0.66
J-D ²	nd	0.32	0.34	0.31	0.18	0.16	0.24	0.25	0.22	nd	0.25
Max.	10.6	6.95	4.58	4.35	3.53	4.38	3.78	4.65	4.14	5.64	-
Min.	0.11	0.03	0.04	0.03	0.02	0.03	0.01	0.03	0.04	0.10	-

(nd) non déterminée, (1) premier semestre, (2) deuxième semestre

A Dakar, la moyenne interannuelle de 1984 à 1993 est de $0.48 g/m^2/jour$, ce qui correspond à un dépôt annuel de près de $200 g/m^2$. Au coeur de la saison des pluies, de juillet à septembre, les dépôts de lithométéores se réduisent à $0.23 g/m^2/jour$; ils ont des valeurs intermédiaires durant les mois de juin et d'octobre. Les apports de poussières ont souvent été négligés durant la saison des pluies alors qu'ils représentent, de juin à octobre, 25% des retombées annuelles.

Sur les 10 années d'observations à Dakar le dépôt journalier maximum a été enregistré le 23 mai 1984 avec $10,6 g/m^2/jour$.

Le cumul mensuel du nombre de jours de brumes sèches correspondant à un dépôt sec supérieur à la moyenne interannuelle ($0,5 g/m^2/jour$) permet également de constater l'importance des dépôts de poussières au cours du premier semestre de l'année (Fig. 24). Les plus fortes fréquences de lithométéores sont observées pendant le mois de mars et ceci quelle que soit l'importance de l'événement.

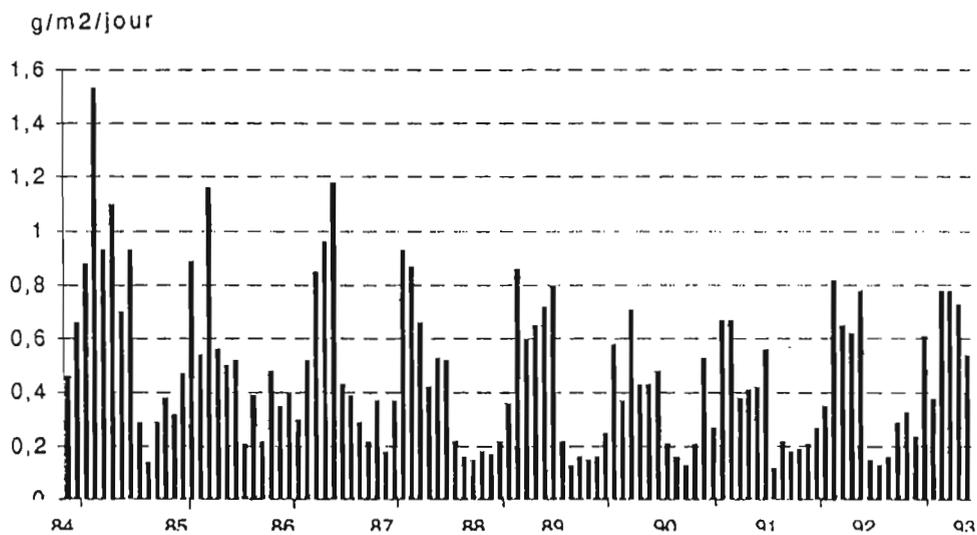


Fig. 23 - Dépôts moyens mensuels de poussières (g/m²/jour)
(station de Dakar d'octobre 1984 à juin 1993)

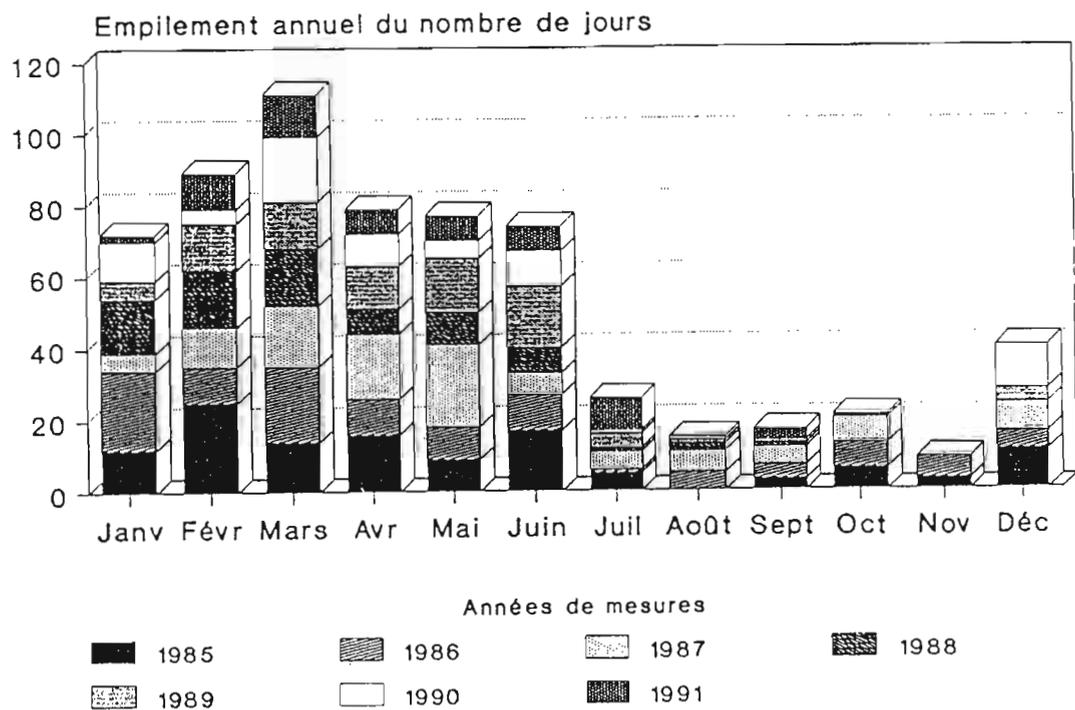


Fig. 24 - Nombre de jours mensuels cumulés où les concentrations en lithométéores ont été supérieures à 0,5 g/m².

Cette évolution mensuelle est à replacer dans le contexte général des situations météorologiques : le soulèvement des sables et donc la naissance des lithométéores seraient, d'un point de vue quantitatif, davantage associés à des perturbations d'origine tempérée de type invasions polaires (OLIVA et *al.*, 1983) relativement fréquentes en hiver boréal, qu'à la migration de la ZITC (zone intertropicale de convergence) au cours de l'été boréal.

La figure 25 montre la réduction progressive et continue des dépôts de poussières sur la région de Dakar depuis le début de l'échantillonnage systématique entrepris en 1984. Cette tendance va dans le sens des observations faites par TUCKER et *al.* (1991) sur les oscillations de l'isohyète 200 mm pour la période 1980 à 1990.

S'appuyant sur une méthode par télédétection, de suivi de l'état de la biomasse, et après examen de plus de 4500 scènes des satellites à orbites polaires de la série NOAA, ces auteurs ont conclu, à l'encontre des idées jusqu'à présent admises, à un rétrécissement du désert saharien depuis 1984, et donc à une réduction des zones sources de poussières.

Ce constat viendrait aussi étonnamment confirmer les hypothèses avancées par FAURE et GAC (1981) et GAC et FAURE (1987) sur la réduction de la sécheresse au Sahel.

On ne peut néanmoins réduire à cette seule explication la diminution des brumes sèches sur la région de Dakar depuis 1984. D'autres causes tout aussi satisfaisantes peuvent être invoquées telles que les variations de la circulation dans les basses couches au cours de cette période, ou encore, plus simplement l'influence de facteurs locaux sur la proportion, dans les échantillons, de poussières et sables d'origine proche. On note cependant que les deux cycles hydrologiques les plus déficitaires du siècle du fleuve Sénégal (1983 et 1984) ont précédé les deux années de plus fortes productions en lithométéores, respectivement 1984 et 1985 (Fig. 26).

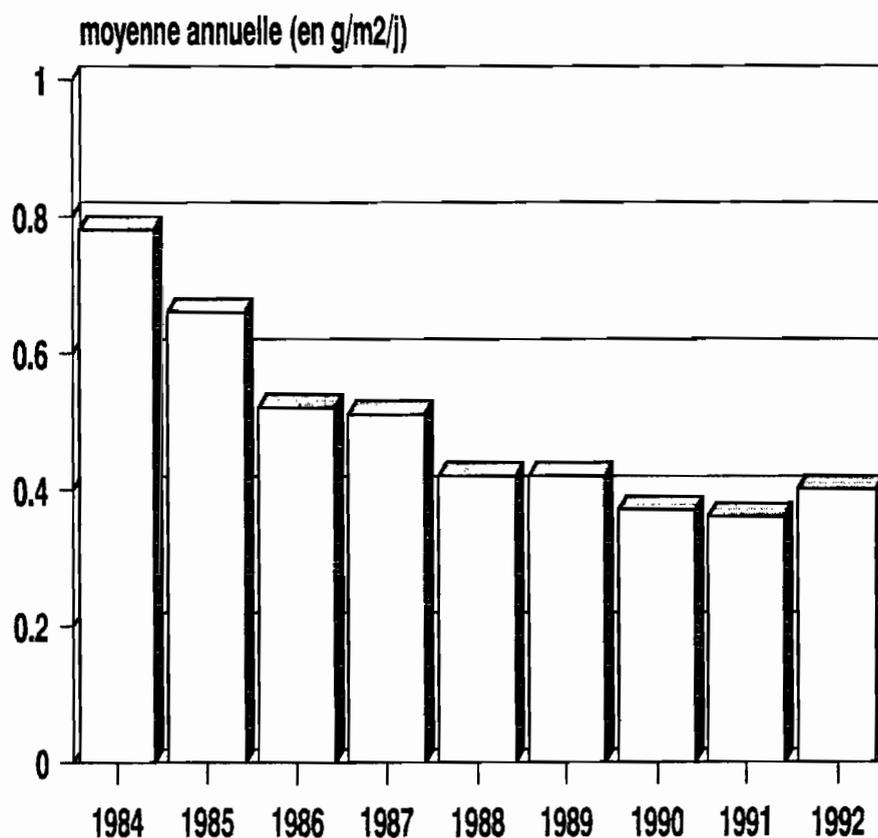


Fig. - 25 Evolution des dépôts moyens annuels (exprimés en g/m²/jour) de 1984 à 1992.

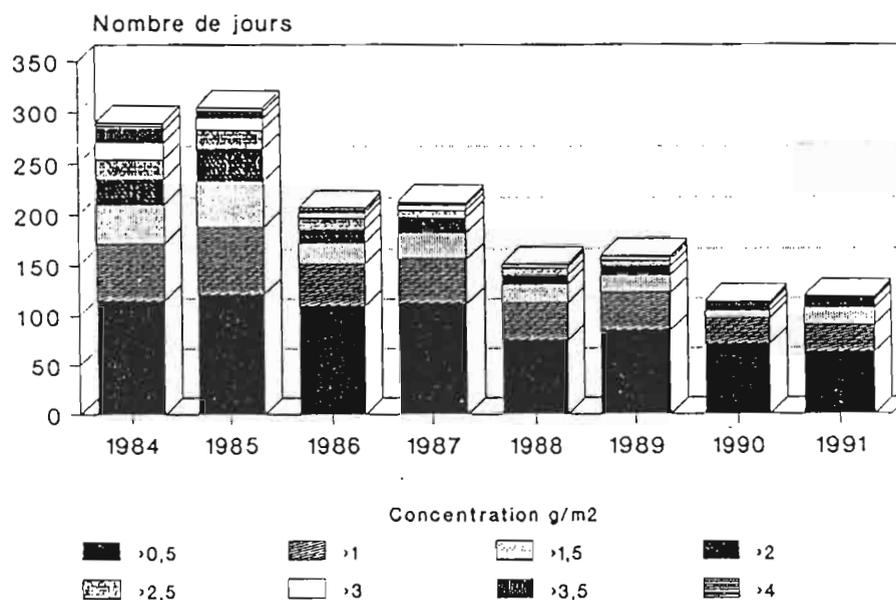


Fig. 26 - Fréquence annuelle des brumes sèches de 1984 à 1992

2. Sédimentation éolienne sur le lac de Guiers

L'importance de la sédimentation éolienne sur le lac de Guiers peut désormais être estimée à partir des observations réalisées, depuis 1987, à la station de N'Gnith située sur sa rive occidentale. Cette apport de poussières sahariennes contribue, au même titre que les alluvions du fleuve, à la sédimentation qui s'organise dans la dépression lacustre.

Les retombées sèches mensuelles et annuelles à N'Gnith sont indiquées dans le tableau IX. L'évolution, au cours du temps, de l'importance des dépôts est illustrée par la figure 27.

Pour la période d'observation de juin 1987 à juin 1993 le dépôt moyen à N'Gnith s'élève à 0,47 g/m²/jour ce qui correspond à des retombées sèches au sol de l'ordre de 170 g/an. La comparaison avec Dakar de 1988 à 1992 indique une différence de 20 % entre les deux sites (0,39 g/m²/jour à Dakar). Entre ces deux stations distantes, de plus de 200 km, la décantation moyenne serait de l'ordre de 1 % tous les 10 km. Ces pertes peuvent être plus importantes puisqu'il existe des possibilités de réalimentation sur le parcours (cuvette du N'diaël, phosphates de Taiba...). Ces nouvelles sources et leur contribution devraient être perceptibles dans la composition chimique des dépôts.

En ce qui concerne la sédimentation éolienne dans le lac de Guiers, il faut tenir compte du fait qu'il s'agit d'un récepteur humide et que des reprises par le vent y sont incertaines. Les capteurs secs sous estiment les retombées réelles sur le lac : une simulation dans un capteur humide a montré que les dépôts sur un plan d'eau étaient 4 fois supérieurs à ceux qui arrivent au sol (GAC et TRAVI, 1984).

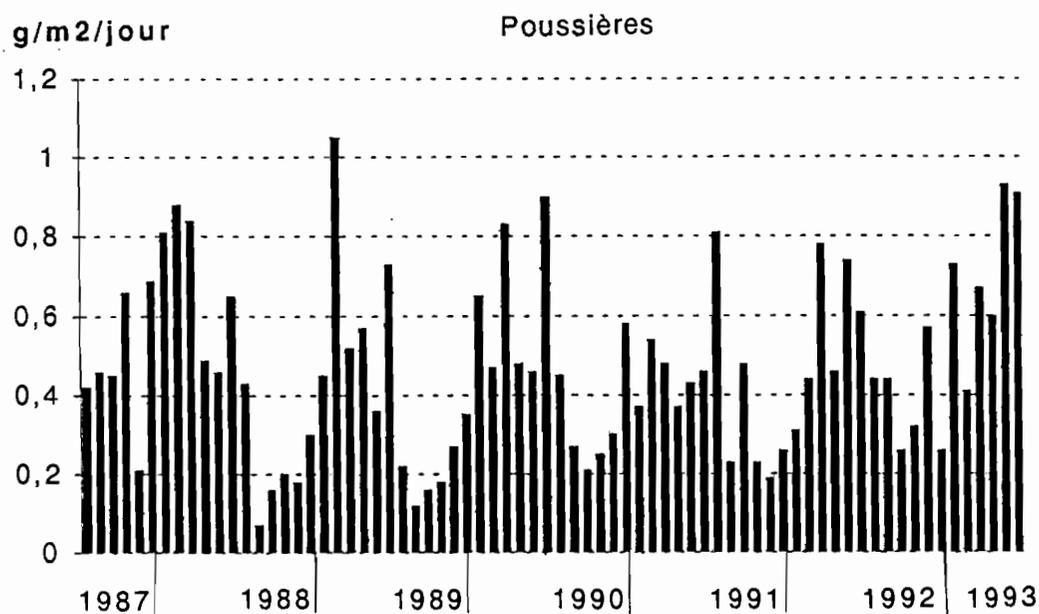
A titre d'exemple, les sédiments éoliens "captés" par la réserve lacustre pendant les cinq dernières années, en tenant compte de ce rapport de 4 seraient en moyenne de 100.000 à 150.000 tonnes/an c'est à dire de l'ordre de grandeur des apports d'alluvions issus de l'érosion des sols du haut bassin et des berges de la vallée.

Tableau IX

Dépôts moyens mensuels et annuels de poussières à N'Gnith(en $g/m^2/jour$)

Mois	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	Moy.	Dakar (88/92)
Janvier	nd	0.81	0.45	0.65	0.37	0.31	0.73	0.55	0.48
Février	nd	0.88	1.05	0.47	0.54	0.44	0.41	0.64	0.62
Mars	nd	0.84	0.52	0.83	0.48	0.78	0.67	0.69	0.69
Avril	nd	0.49	0.57	0.48	0.37	0.46	0.60	0.50	0.51
Mai	nd	0.46	0.36	0.46	0.43	0.74	0.93	0.56	0.54
Juin	nd	0.65	0.73	0.90	0.46	0.61	0.91	0.71	0.60
Juillet	0.42	0.43	0.22	0.45	0.81	0.44	nd	0.46	0.27
Août	0.46	0.07	0.12	0.27	0.23	0.44	nd	0.27	0.14
Septembre	0.45	0.16	0.16	0.21	0.48	0.26	nd	0.29	0.16
Octobre	0.66	0.20	0.18	0.25	0.23	0.32	nd	0.31	0.19
Novembre	0.21	0.18	0.27	0.30	0.19	0.57	nd	0.29	0.21
Décembre	0.69	0.30	0.35	0.58	0.26	0.26	nd	0.41	0.29
Année	-	0.46	0.42	0.49	0.40	0.51	-	0.47	0.39
J-J ¹	nd	0.69	0.62	0.63	0.44	0.56	0.71	0.61	0.48
J-D ²	0.48	0.22	0.22	0.34	0.37	0.38	nd	0.34	0.21
Max.	7.55	3.30	5.05	3.62	4.90	2.42	3.03	-	-
Min.	0.02	0.01	0.01	0.05	0.05	0.06	0.06	-	-

(nd) non déterminée, (1) premier semestre, (2) deuxième semestre

Fig. 27 - Sédimentation éolienne à N'Gnith ($g/m^2/jour$)(1987-1993)

L'évolution mensuelle (Fig. 27) est identique à celle observée sur la presqu'île du Cap-Vert : retombées maximales au cours des premiers mois de l'année ($0,61 \text{ g/m}^2/\text{jour}$) et atténuation du phénomène de juillet à décembre ($0,37 \text{ g/m}^2/\text{jour}$). Les événements les plus notables se produisent en général en mars et juin.

La recherche d'un gradient Nord-Sud a été testée au pas de temps mensuel entre les stations de Dakar et de N'Gnith pour la période allant de juillet 1987 à juin 1993 (Fig. 28). La corrélation est significative (coefficient de corrélation de 0,81). La relation est plus remarquable au cours du premier semestre lors des phénomènes de brumes sèches les plus denses.

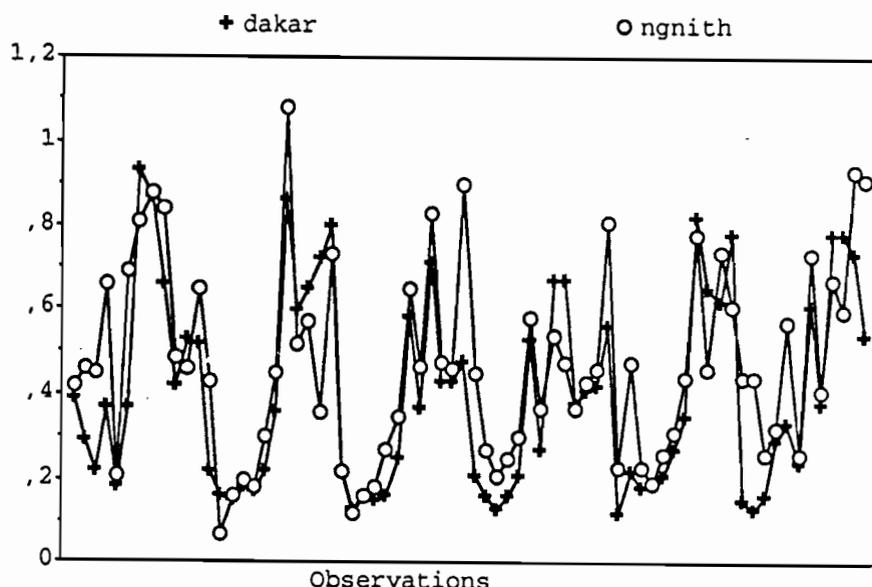


Fig. 28 - Corrélation entre Dakar et N'Gnith ($C_n = 0,81 C_d + 0,15$)
(valeurs mensuelles de juillet 87 à juin 1993)

D - LA NATURE DES DEPOTS SECS

Le protocole d'échantillonnage et de filtration précédemment décrit permet l'entreposage hebdomadaire des dépôts. La moitié du stock recueilli a été conservée pour des analyses ultérieures plus fines. L'autre partie a été regroupée par mois afin de préciser la nature minéralogique, chimique et minéralogique des poussières.

1. La taille des particules d'origine saharienne

Les analyses granulométriques effectuées sur les échantillons prélevés à Dakar montrent que les poussières atmosphériques ont un diamètre moyen de $10-15 \mu\text{m}$; leur composition granulométrique moyenne, est la suivante:

Argiles ($\varnothing \leq 2 \mu\text{m}$.)	6.5%
Limons fins et moyens ($2 < \varnothing < 50 \mu\text{m}$.)	91.0%
Limons grossiers et sables ($\varnothing > 50 \mu\text{m}$.)	2.5%

2. La composition chimique des brumes sèches

Les résultats de l'analyse chimique des poussières atmosphériques récoltées à Dakar et N'Gnith en 1990, 1991 et 1992 sont indiqués dans les tableaux X et XI (éléments majeurs) et dans le tableau XII (éléments à l'état de traces). Les valeurs mensuelles ont été regroupées par trimestre.

Tableau X

Composition chimique moyenne des poussières éoliennes collectées à **Dakar** pour la période 1990-1992 (en % d'oxydes).

Période	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O-
1990										
J-M1	61,50	11,60	5,80	2,04	2,68	1,25	0,81	0,84	0,35	12,70
A-J2	62,80	10,60	6,50	1,84	2,73	1,19	0,86	0,78	0,36	12,03
J-S3	54,30	10,10	5,86	1,57	2,71	1,25	0,72	0,71	0,51	21,97
O-D4	58,90	11,10	7,44	1,66	1,78	1,14	0,70	0,79	0,46	15,79
Année	59,40	10,90	6,40	1,78	2,48	1,21	0,77	0,78	0,42	15,62
1991										
J-M	61,90	11,60	6,23	1,96	2,27	1,28	0,81	0,81	0,32	11,74
A-J	62,30	11,30	6,27	1,87	2,40	1,25	0,80	0,78	0,32	11,86
J-S	59,00	10,60	5,13	1,80	1,80	1,26	0,77	0,76	0,35	17,35
O-D	55,50	10,20	7,80	1,32	2,27	0,97	0,58	0,74	0,65	19,25
Année	59,70	10,90	6,36	1,74	2,19	1,19	0,74	0,77	0,41	15,05
1992										
J-M	61,10	10,60	8,53	1,56	2,53	1,37	0,67	0,86	0,46	13,01
A-J	67,50	9,90	6,40	1,87	1,73	1,33	0,86	0,81	0,27	9,16
J-S	57,60	9,80	6,37	1,57	2,50	1,42	0,69	0,82	0,54	19,39
O-D	62,70	10,60	6,93	1,72	2,13	1,42	0,74	0,85	0,38	12,73
Année	62,20	10,20	7,06	1,68	2,22	1,39	0,74	0,83	0,41	13,57
Moyenne	60,40	10,70	6,61	1,73	2,30	1,26	0,75	0,79	0,41	14,75

(1) janvier à mars, (2) avril à juin (3) juillet à septembre, (4) octobre à décembre

Les compositions chimiques trimestrielles et annuelles des poussières sont données en teneurs pondérales (les calculs ont en effet été menés en tenant compte des concentrations d'aérosols par mois, puis par trimestre). La comparaison des teneurs en éléments majeurs, entre les deux sites, permet de mettre en évidence :

- un enrichissement important, à Dakar, en calcium (+ 180 %) et en phosphate (+ 173 %) à corrélérer sans doute au transit sur le N'Diaël et le gisement phosphaté de Taïba,

- une augmentation très marquée de la teneur en eau (+ 89 %) et du fer (+ 55 %).

Rappelons que la teneur en eau ou perte au feu après calcination regroupe : toutes les matières

organiques qui brûlent, l'eau de constitution des minéraux argileux et une partie de la décomposition (perte de CO₂) de la calcite et de la dolomite (respectivement 44 et 48 % du poids initial de chacun de ces minéraux)

- des teneurs identiques en magnésium, titane et aluminium,

- un appauvrissement en potassium (-20 %) en sodium (- 18 %) et en silice (- 14 %). La diminution des teneurs en silice est vraisemblablement liée à la chute des particules de quartz sur le parcours.

La comparaison avec la composition moyenne de la croûte terrestre (limitée à la discontinuité de Mohorovicic) indique que les poussières sont enrichies en eau de constitution et en silice et appauvries pour tous les autres éléments.

Tableau XI

Composition chimique moyenne des poussières éoliennes collectées à N'Gnith pour la période 1990-1992 (en % d'oxydes).

Période	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	CaO	MgO	Na ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O-
1990										
J-M1	69,30	12,40	4,17	2,43	0,91	1,32	1,02	0,90	0,13	7,25
A-J2	71,00	11,30	3,82	2,31	0,88	1,37	1,03	0,83	0,17	7,03
J-S3	69,30	10,10	3,34	1,95	0,94	1,13	0,83	0,73	0,18	11,19
O-D4	67,70	11,70	3,97	2,23	0,88	1,25	0,94	0,83	0,15	10,19
Année	69,30	11,40	3,83	2,23	0,90	1,27	0,96	0,82	0,16	8,92
1991										
J-M	69,30	12,30	4,09	2,41	0,88	1,34	0,98	0,93	0,17	7,31
A-J	71,50	11,10	4,03	2,35	0,97	1,31	0,98	0,71	0,12	6,69
J-S	72,00	10,20	3,50	2,10	0,67	1,05	0,88	0,73	0,14	8,41
O-D	70,20	10,60	3,60	2,15	0,64	1,07	0,93	0,70	0,13	9,79
Année	70,00	11,30	3,81	2,25	0,79	1,19	0,94	0,77	0,15	8,05
1992										
J-M	69,50	11,90	5,03	2,13	9,00	1,66	0,87	0,88	0,13	6,40
A-J	73,30	11,10	4,33	2,06	0,80	1,36	0,88	0,85	0,12	5,64
J-S	73,30	9,90	4,00	1,89	0,63	1,14	0,81	0,79	0,15	6,98
O-D	69,90	11,30	4,60	2,09	0,67	1,39	0,89	0,82	0,14	6,77
Année	71,50	11,00	7,06	1,68	0,75	1,39	0,86	0,83	0,14	6,45
Moyenne	70,50	11,20	4,04	2,17	0,82	1,28	0,92	0,81	0,15	7,81
M (Dakar)	60,40	10,70	6,61	1,73	2,30	1,26	0,75	0,79	0,41	14,75
Croûte Terrestre	59,10	15,20	7,00	3,11	5,10	3,45	3,75	1,03	0,24	1,30

(1) janvier à mars, (2) avril à juin (3) juillet à septembre, (4) octobre à décembre

Tableau XII

Spectre chimique moyen des poussières éoliennes collectées à Dakar et N'Gnith (éléments à l'état de traces, en ppb) pour la période 1990-1992.

Station	Dakar				Ngnith				Croûte terrestre
	1990	1991	1992	Moy.	1990	1991	1992	Moy.	
Sr	228	236	215	226	115	116	106	113	375
Ba	519	534	510	521	529	531	474	511	425
V	131	147	127	133	73	76	73	74	135
Ni	77	66	41	62	87	44	64	65	75
Co	19	7	6	11	15	9	8	11	25
Cr	141	136	126	135	79	81	68	76	100
Zn	847	359	313	506	147	181	151	160	70
Cu	153	123	102	126	42	71	36	50	55
Sc	11	11	11	11	10	10	10	10	22
Y	34	31	30	31	32	30	28	30	33
Zr	368	362	379	370	449	449	402	432	165
Mn	434	423	456	438	471	443	428	444	950

Les différences au niveau des marqueurs à l'état de traces est remarquable au niveau du zinc (Zn), du strontium (Sr) du vanadium, du chrome (Cr), du cuivre (Cu) qui ont des teneurs nettement plus élevées à Dakar.

En revanche les aérosols recueillis à proximité du lac de Guiers ont des concentrations plus élevées en zirconium (Zr) en liaison sans doute avec la présence de particules de zircon.

Le corpus analytique montre que l'éloignement des zones sources n'introduit pas de différences significatives au niveau des concentrations en baryum (Ba), en nickel (Ni), en cobalt (Co), en scandium (Sc), en yttrium et en manganèse (Mn). Ceci laisserait supposer que les matériaux qui contiennent ces éléments sont de petite taille et qu'ils ne décantent pas rapidement (exemple : les minéraux argileux).

La comparaison entre les éléments constitutifs de la croûte terrestre et les poussières sahariennes montre que ces dernières sont enrichies en baryum, en chrome, en zinc, en cuivre et en zirconium. L'appauvrissement concerne, le strontium, le cobalt, le scandium, le cobalt et surtout le manganèse. Les teneurs sont du même ordre de grandeur pour le vanadium, le nickel et l'yttrium.

3. Composition minéralogique

Du point de vue minéralogique, on observe :

- une prédominance du quartz (plus de 50 % de l'échantillon); il apparaît nettement plus abondant à N'Gnith ce qui confirme les différences de teneurs en silice.

- la présence constante de minéraux phylliteux inversement plus abondants dans le site Sud.

Les différents auteurs (CHESTER et al., 1971; PROSPERO et al., 1981; PAQUET et al. 1984) qui ont réalisés des études sur la minéralogie des poussières éoliennes de l'Afrique de

l'Ouest, s'accordent pour donner la répartition suivante des diverses fractions argileuses : illite (57%), kaolinite (23%), les 20% restants se partageant entre la chlorite et la smectite; l'abondance relative de ces deux minéraux est fonction de la zone source et de la distance parcourue.

Au Sénégal la fraction argileuse est constituée pour l'essentiel de kaolinite, d'illite, de muscovite, d'édifices interstratifiés (10-14 A°): les minéraux gonflants du type smectite sont plus rares.

Les minéraux secondaires sont par ordre d'importance : les feldspaths (certains échantillons ont des teneurs de 18 %), la calcite, la dolomite, la goethite et plus rarement l'halite et certaines amphiboles. Il faut noter également la présence de minéraux lourds titanifères tels que l'anatase et le rutile.

Cette répartition minéralogique confirme le spectre chimique des aérosols.

E - LA VISIBILITE HORIZONTALE A L'AEROPORT DE DAKAR-YOFF

La Visibilité Horizontale au Sol (VHS) est la distance horizontale maximale à laquelle un observateur peut identifier un repère dans la direction où l'observation est la moins bonne. L'information disponible sur les visibilitées horaires couvre actuellement une période de 30 années, de 1962 à 1991.

L'étude des visibilitées constitue l'un des volets importants des recherches entreprises pour mieux identifier les causes, les mécanismes et les effets de la sécheresse qui, depuis bientôt deux décennies affecte les régions du Sahel.

La visibilité est perturbée essentiellement par des aérosols qui se répartissent en deux catégories: les lithométéores ou poussières terrigènes (qui sont par ordre de granulométrie moyenne croissante: les brumes sèches, les brumes de sables et les chasses-sable) et les hydrométéores (brumes, brouillards et pluies). En ce qui concerne les lithométéores, les brumes sèches représentent plus des 2/3 des événements de poussières relevés à Dakar (le taux varie de 54 % en janvier à 100% en juillet); les brumes de sable représentent 28% et les chasses-sable seulement 4%.

Les troubles atmosphériques les plus fréquents et les plus intenses sont observés en décembre, janvier, avril et octobre, ce qui tend à confirmer que la présence de noyaux anticycloniques issus d'invasions polaires en hiver (boréal) et le passage du FIT en été, demeurent les principaux agents de production des lithométéores. On peut d'ailleurs suivre la trace au sol de l'équateur météorologique par l'arrivée aux stations de réception des fortes concentrations de poussières.

A l'opposé des lithométéores, les hydrométéores sont intervenues dans la réduction de visibilité surtout au cours de la première décennie de la période d'observation, de 1962 à 1972 (Fig. 29).

En règle générale les plus fortes concentrations en poussières sont observées de jour, quand les vitesses des vents qui les véhiculent sont élevées par rapport aux calmes relatifs nocturnes. Les particules peuvent d'ailleurs être précipitées par coalescence avec les brumes humides de début de soirée ou aux premières heures de la matinée. Dans 2/3 des cas, la brume humide apparaît entre minuit et 07H00 TU.

Sur l'ensemble de la période considérée, la visibilité moyenne sur l'année est de l'ordre de 10 km. L'évolution des visibilitées annuelles depuis 1962 suggère le classement des 30 années d'observations en deux périodes :

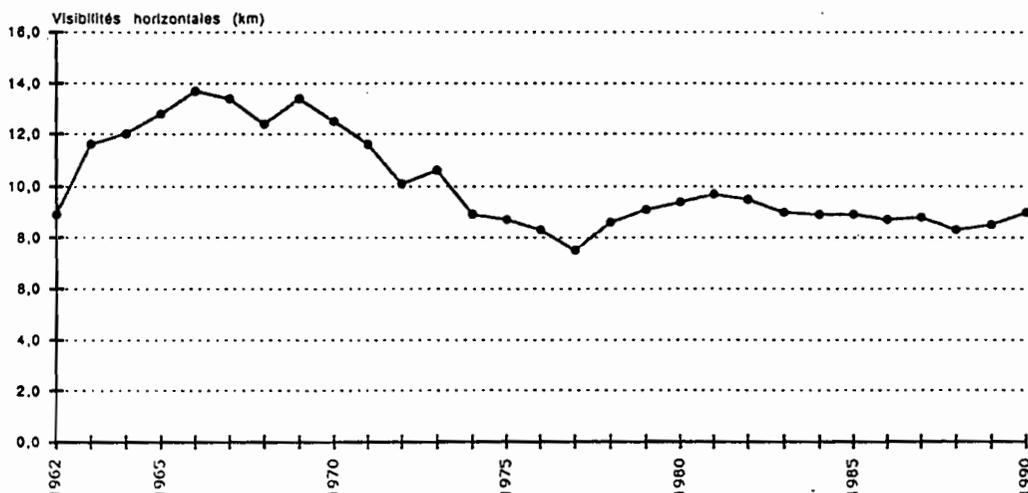


Fig.29 - Evolution de la visibilité moyenne annuelle de 1962 à 1990

- de 1962 à 1971, la visibilité annuelle est largement supérieure à 10 km et la fréquence des hydrométéores est plus élevée que celle des lithométéores.

- de 1973 à aujourd'hui, la visibilité annuelle moyenne est inférieure à 10 km. De 1973 à 1980 on assiste à une très forte augmentation des fréquences de brumes sèches (91% de l'ensemble des brumes sèches de la période étudiée) tandis que depuis 1980 on note une diminution de ces brumes au profit des brumes de sable.

Cette évolution des visibilitées annuelles est sans doute liée à l'alternance de phases de pluviométrie abondante et de sécheresse, mais aussi à la circulation atmosphérique générale.

1. Relation entre les dépôts de poussières et la visibilité horizontale au sol

La figure 30 montre que visibilité horizontale et dépôts de poussières suivent le même rythme annuel.

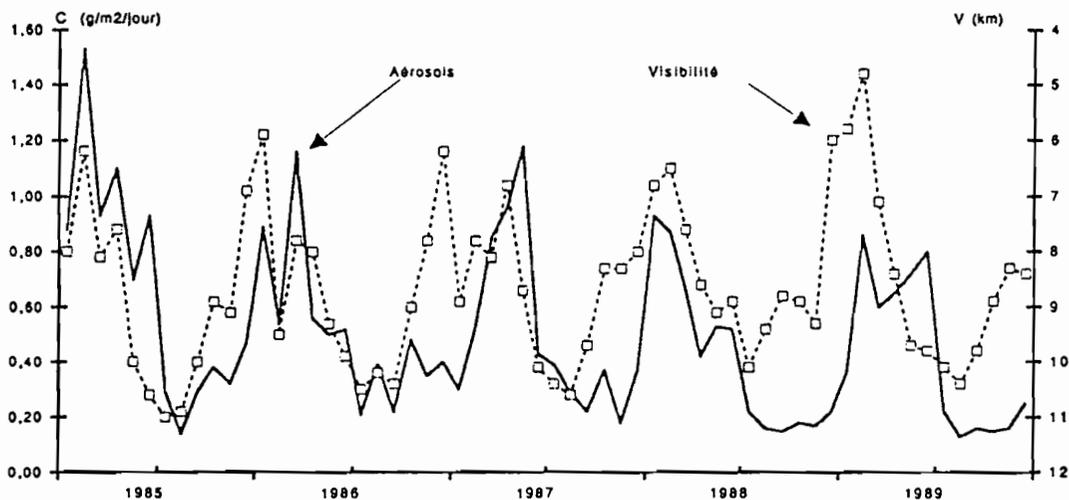


Fig. 30 - Evolution des dépôts et de la visibilité entre 1985 et 1989

En effet, l'analyse statistique de 760 couples de mesures quotidiennes de dépôts de poussières (effectuées entre 1984 et 1986) et de la visibilité horizontale a montré que ces deux paramètres climatiques étaient interdépendants (Fig. 31).

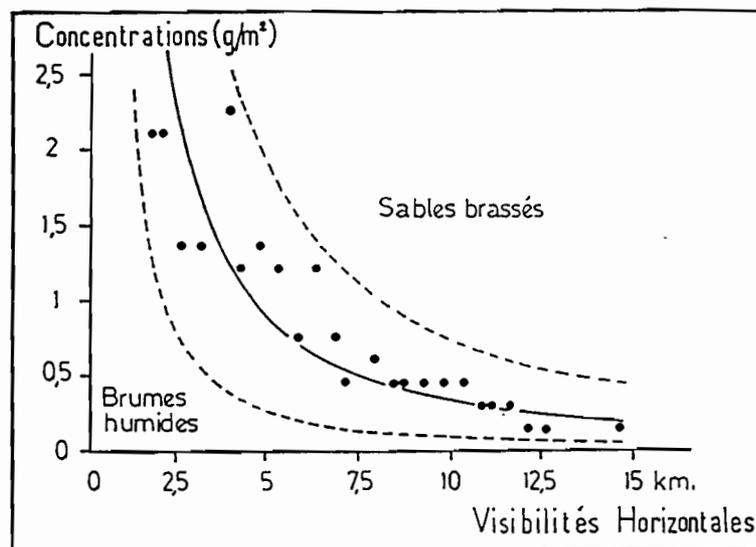


Fig. 31 - Courbe moyenne et courbes limites fixant le degré d'interdépendance entre les brumes sèches et la visibilité (GAC et al., 1986)

Le regroupement en moyennes par classes, des valeurs de concentrations (classes de 1 g/m²/j) et de visibilités horizontales (classes de 0.1 km), nous a permis d'établir la relation suivante: (GAC et al. (1986))

$$C \cdot V^{1.35} = 7.77 \quad (r = 0.93)$$

C : dépôts en g/m²/j,
V : visibilités horizontales en km

Les études granulométriques montrent que cette relation est variable selon l'éloignement de la station-puits par rapport aux zones sources. La visibilité peut être perturbée soit par des phénomènes locaux de chasse-sable qui sont en fait relativement rares, soit plus fréquemment, par des brumes humides (nocturnes ou matinales), soit le plus souvent par des brumes sèches.

L'application de la relation aux visibilités de nuit d'une part, et de jour d'autre part, montre que 44 % des poussières se déposeraient le jour contre 56 % la nuit. Ces chiffres sont en accord avec les phénomènes décrits.

2. L'intérêt de l'étude des brumes sèches aux confins Sud du Sahara

Le Sahara est la plus grande source de poussières atmosphériques du globe. Au niveau du lac de Guiers, leurs dépôts sont de l'ordre de 170 g/m²/an. Il est important de noter que 25% des apports annuels de poussières se font en saison humide, donnant aux pluies africaines une composition chimique caractéristique (ORANGE, 1990).

L'analyse chimique des éléments majeurs des lithométéores semble indiquer que le vent a tendance à homogénéiser la production de poussières, gommant ainsi un certain nombre de disparités minéralogiques et chimiques des substrats originels. Dans les faits, par exemple, la bonne aptitude potentielle de nombreuses dépressions telles que les sebkhas est estompée.

Par son extension géographique, son intensité et sa fréquence qui l'apparente à une véritable "pollution atmosphérique", la brume sèche apparaît comme un phénomène climatique majeur. Elle nécessite à ce titre des études plus approfondies sur les conditions de sa formation dans les zones sources, sur les mécanismes et les processus de transport, de décantation et de sédimentation qui en résultent, sur les caractéristiques granulométriques, minéralogiques et chimiques des poussières réceptionnées dans différentes stations-puits.

Enfin cette étude montre l'intérêt des mesures de visibilité; elle devrait permettre en particulier de reconstituer l'évolution de l'importance des vents de sable et de poussières à l'échelle du siècle et aboutir à un meilleur ajustement des modèles globaux de circulation atmosphérique.

Elle souligne aussi l'importance des aérosols désertiques pour une meilleure compréhension de la dynamique actuelle des paysages dans ces régions sub-sahariennes.

Les aérosols constituent en effet, dans les carottes lacustres ou dans les sédiments marins, des archives sur les climats qui se sont succédés depuis des millénaires. Ils sont de nature à permettre éventuellement des interprétations paléoclimatiques et la reconstitution des paléoenvironnements.

IV L'INTRUSION SALINE DANS LA BASSE VALLEE DU SENEGAL : UNE COMPOSANTE MAJEURE DU FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE JUSQU'EN 1983

Les derniers apports d'origine externe au bassin versant sont limités au lit mineur du fleuve et concernent le phénomène de la remontée des eaux océaniques en domaine continental.

Bien que l'invasion marine ne soit plus d'actualité depuis 1983 (bouchon-barrage de Rheune) et 1985 (barrage de Diama), il en reste des témoignages plus ou moins marqués et des séquelles dans les nappes riveraines du fleuve, de la périphérie du lac de Guiers (probablement aussi dans les eaux interstitielles des sédiments qui tapissent la dépression), et dans les nappes sub-affleurantes de la vallée du Ferlo.

Après un bref rappel des témoignages anciens et des observations au cours du XX^{ème} siècle, les causes et les mécanismes de l'intrusion d'eau salée d'une part, et les facteurs et paramètres régulant cette remontée marine d'autre part, sont précisés. Les anciens abaques établis par ROCHETTE (1964, 1974) servent de base à l'évaluation saisonnière et annuelle du rythme de la progression spatio-temporelle des différentes isohalines (de 0,1 ‰ à 35 ‰). Les divergences entre ce modèle, défini pendant les crues moyennes à fortes de 1962 et 1963), et la réalité sont abordées avec l'appui des observations pendant les années de faibles écoulements (de 1980 à 1983). Une nouvelle formulation est proposée pour déterminer, à tout moment des basses eaux de la période 1903-1983, la position amont du front salé dans la vallée du Sénégal.

A - HISTORIQUE DE LA REMONTEE SALINE : TEMOIGNAGES ANCIENS

De nombreuses études contemporaines (HENRY, 1918; LEMMET et SCORDEL, 1918 ; HUBERT, 1921 ; BANCAL, 1924 ; JACQUET, 1938 ; TROCHAIN, 1940 ; PAPY, 1952 ; DUBOIS, 1955 et BRIGAUD, 1961) ont fait l'historique de cette remontée saline en s'appuyant essentiellement sur les témoignages anciens des navigateurs et des voyageurs.

Le lecteur se reportera aux écrits de CA DA MOSTO en 1455 et de ADANSON (cité par BANCAL, 1924) dans la partie consacrée à la reconnaissance historique du fleuve Sénégal.

LAUZUN (cité par TROCHAIN, 1940) précisait en 1779 : " A Saint Louis, l'eau de la rivière est mauvaise et salée pendant dix mois de l'année et l'on est obligé de remonter 15 ou 16 lieues pour en trouver de supportable ".

Le capitaine AZAN, qui commanda longtemps le poste de Richard Toll, indiquait dans son rapport de 1862 " l'eau du lac de Ghier est douce toute l'année dans le milieu du bassin vers N'Der et Sanente, mais en remontant le lac à partir de Foss, elle devient régulièrement saumâtre tous les ans, surtout près des rives, du mois de mai au mois de juillet, à cause des nombreux terrains salants que traverse le marigot du Bounoum, dont les eaux arrivent en présence du lac à mesure que celui-ci déverse dans la Taouey, l'eau qu'il a reçu du fleuve "

De 1865 à 1872, le Docteur BORJUS (cité par HENRY en 1918), écrivait: " la marée se fait sentir régulièrement à Dagana (km 192) " mais il précisait plus loin " l'eau du fleuve y est toujours douce et de qualité ". Il s'agissait sans nul doute de l'effet d'oscillations sinusoïdales du plan d'eau par l'onde de marée.

Enfin avant l'aménagement dans le delta du marigot du Lampsar, destiné à l'approvisionnement en eau douce de Saint Louis, jusqu'en 1890, le bateau citerne AKBA fit son plein toute l'année en aval ou très légèrement en amont de Richard Toll ; certaines années avant 1900, il ne dépassa pas la hauteur de Rosso (km 154).

A ces témoignages qui font ressortir que l'intrusion marine était peu importante avant 1890, on peut apporter d'autres arguments non moins significatifs.

D'AVEZAC (1840), indiquait " qu'à l'époque des hautes eaux le fond du lac de Guiers est salé, à cause de la proximité de salines ". Il est vraisemblable que l'auteur a confondu causes et effets, car du faisceau de témoignages pour ou contre une salure récente, paraît se dégager la conclusion suivante : c'est depuis 1890-1900 que le lac de Guiers reçoit régulièrement, chaque année, des apports d'eau salée (TROCHAIN, 1940). Avant cette date, ces apports étaient exceptionnels mais existaient.

Dans un autre rapport de 1863, AZAN évoque la salure des eaux de la Taouey " Les eaux sont généralement douces toute l'année, elles ne deviennent saumâtres que pendant les années exceptionnelles où le fleuve se trouve salé plus haut que Richard Toll, car la marée se fait parfaitement sentir jusqu'au milieu de la rivière Taouey ".

LECARD, chargé de poursuivre à la station de Richard Toll - du nom du jardinier qui l'avait créé sous le Gouvernement Français de la Restauration - les essais de culture irriguée du cotonnier, écrit dans une brochure non datée, mais qui dût être publiée en 1866 : " Pendant plus de la moitié de l'année, le fleuve est salé par le reflux des eaux de la mer, depuis Saint Louis au marigot des Maringouins ; la même influence se fait sentir progressivement jusqu'à Richard Toll, dans le lac de Guiers et même jusqu'à l'île de Todd à 28 lieues de Saint Louis ". Le marigot des Maringouins dont parle l'auteur se situe à 10 km en amont de Saint Louis : de nombreux documents en font état comme un ancien tracé du Sénégal vers l'océan Atlantique, avant qu'il ne bifurque plus au sud. L'île de Todd se trouve sur le fleuve Sénégal, quelques kilomètres en amont de Richard Toll. L'estimation de 28 lieues paraît erronée. Quoi qu'il en soit, LECARD contredit les observations de ses contemporains sur la non salinisation des eaux du fleuve au delà de Richard Toll.

La seule possibilité est d'envisager que les années entourant 1863 aient été particulièrement marquées par une extrême aridité. Elle est confortée par le fait qu'aucun récit de cette époque ne signale de crue importante du fleuve, après la spectaculaire inondation de 1860, qui autorisa le Lieutenant de Vaisseau BRAOUZEC à naviguer à bord d'une canonnière sur les terres inondées du Ferlo.

Une autre confirmation est apportée par MAGE en 1861 dans le document qui narre les événements de son expédition de Saint Louis au fleuve Niger en octobre 1863 : "*Quelques jours après, la baisse des eaux ayant été très rapide cette année, je partais à bord de la canonnière La Couleuvrine qui remontait sur Bakel*".

C'est à l'affaiblissement des débits du Sénégal que la majorité des auteurs attribue l'intrusion d'eau de mer, très en amont, dans la basse vallée du Sénégal. S'il est incontestable qu'au régime d'abondance de la fin du XIX^{ème} siècle a succédé une diminution importante des écoulements, les causes évoquées pour expliquer ce profond bouleversement restent très controversées : réduction des précipitations, accélération de la vitesse des crues, déboisement intense, usure de seuils rocheux (KANE, 1985).

BANCAL (1924), lettré saint-louisien, s'était fait le champion local de cette dernière interprétation. Pour lui, "*c'était à l'arasement, entre 1890 et 1900, du seuil de Faff, à l'aval de Richard Toll, qu'était dûe la diminution de la hauteur d'eau et de la durée de la crue qui s'écoule plus facilement qu'autrefois vers l'Océan*". PAPY (1952), signale également l'existence de ce seuil rocheux, 125 km en amont de Saint Louis : haut de 1,50 m environ, il servait de gué aux basses eaux. Il aurait justifié selon RAFFENEL (1846), la construction d'un fortin pour la surveillance des deux escales voisines de Trarzas ou du Désert et des Darmankous, souvent indiquées sur les cartes du XVIII^{ème} et du XIX^{ème} siècle.

En 1891, le seuil fut abaissé sensiblement et dès lors selon PAPY (1952) "*la crue s'écoule plus rapidement, son débordement sur le delta diminue d'ampleur, l'eau de mer en revanche pénètre avec plus de force dans le lit du fleuve*". La présence de ce seuil a cependant été contestée, parce que ne s'expliquant pas géologiquement.

L'énumération des hypothèses avancées, pour telle ou telle cause pourrait se poursuivre... Sans vouloir trancher, sur ce qui restera sans aucun doute une énigme du passé, nous laisserons le soin de conclure à cet étonnant érudit que fut Paul BANCAL :

" La limitation de l'estuaire par le barrage immergé de Faff peut-elle gêner la navigation ? Ce seuil qui a existé du XV^{ème} siècle à 1891 passait inaperçu et il a fallu beaucoup de travail pour le retrouver. Aucune plainte n'a jamais été formulée à son sujet, il ne gênait pas plus la navigation de Saint Louis à Mafou que celui de Keur-Mour. Un chenal s'était formé dans son milieu et la limitation d'un estuaire produit une surélévation de niveau par interférence bi-quotidienne des eaux douces et des eaux salées, dues à l'action des marées. Lorsqu'en aval de Keur Mour, le barrage de Faff limitait la montée des eaux salées, c'est sur cet obstacle que se reportait l'interférence des eaux douces et salées. Il se produisait sur ce seuil une importante élévation du niveau qui provoquait l'inondation des plaines limitrophes rapportée par la tradition orale ".

B - LES OBSERVATIONS AU COURS DU XX^{ème} SIECLE

Il semble donc que la situation se soit modifiée à partir de 1900. Depuis cette époque et jusqu'en 1983, l'eau salée atteint chaque année la ville de Dagana et a pu parvenir au delà de Podor (Fig. 32) lors des années de faibles écoulements.

Ce fait a été souligné par HENRY (1918) après les séquences sèches de 1913-1914 et 1915. TROCHAIN (1940) et plus récemment, GAC et al. (1981), MONTEILLET et al. (1981) et MONTEILLET (1988) ont avancé l'hypothèse que la présence de faunes marines fossiles à des distances importantes du rivage actuel pouvait aussi bien découler d'un affaiblissement de la crue (qui en corollaire engendre une intrusion marine importante), que de la remontée du niveau marin à la suite d'épisodes transgressifs.

L'impact considérable de cette intrusion marine dans une région en plein essor économique a suscité de nombreuses études pour en discerner les causes, en préciser les mécanismes à l'échelle saisonnière et en mesurer les effets sur l'environnement de la vallée alluviale.

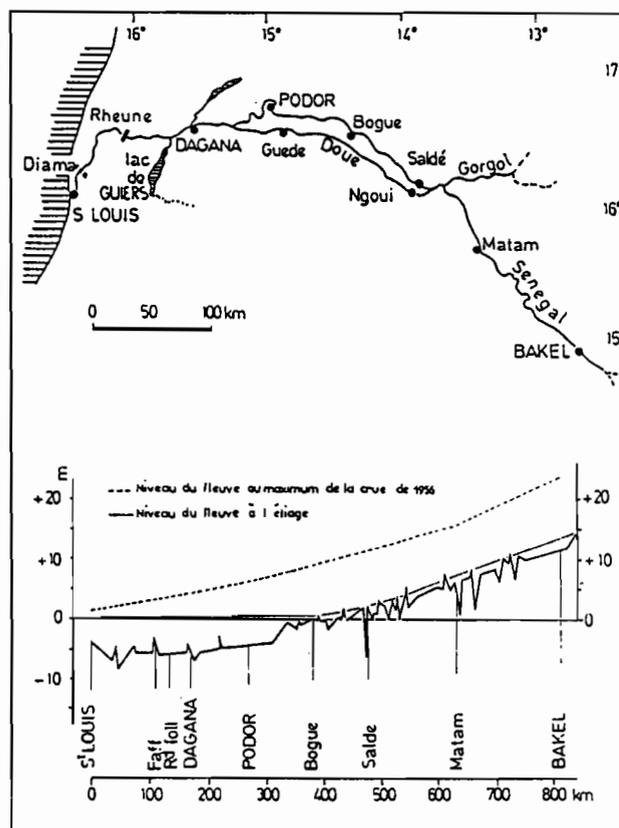


Fig. 32 - La basse vallée du Sénégal et le profil longitudinal du lit mineur.

Cette " progression continentale de la salinité " a nécessité de mettre en place de nombreux programmes interdisciplinaires qui prennent en compte la diminution des précipitations sur l'ensemble du bassin versant, la réduction des débits, l'abaissement des hauteurs d'eaux et de la durée de la crue et, ensuite d'établir tout un réseau d'observations en continu de la progression du front salé. Ces dernières ont essentiellement été réalisées par les hydrologues et les géochimistes de l'ORSTOM : tout d'abord de 1962 à 1963 au cours de cycles hydrologiques proches de la normale ou légèrement excédentaires puis, de 1980 à 1983 pendant les années sèches de faibles hydraulicités qui ont précédé la fermeture de Rheune.

Le 25 novembre 1983 a constitué une date mémorable dans l'histoire hydrologique du fleuve Sénégal. Elle correspond à l'achèvement du barrage en terre de Rheune dont la construction, à 114 km de l'embouchure, mettait un terme à l'intrusion d'eau de mer dans sa vallée. Dans son expertise, OLIVRY (1983 a) écrivait :

"Début octobre 1983, c'est l'heure d'un constat tragique : la crue du fleuve Sénégal a été exceptionnellement faible en août et septembre et les données télétransmises par satellite (Système ARGOS) depuis le bassin amont (OLIVRY, 1982) ne laissent plus guère d'espoir de voir un sursaut tardif améliorer sensiblement le volume des apports du fleuve... La décrue générale correspond déjà à un simple tarissement. Les conséquences dramatiques de ce déficit sur l'irrigation des aménagements agro-industriels de la basse vallée et des périmètres maraîchers de Thiès et du Cap-Vert, l'alimentation en eau par le lac de Guiers et N'Gnith de Louga, Thiès et Dakar et une intrusion saline sans précédent, appellent une réponse conjoncturelle de secours immédiate".

Celle ci se traduira par l'édification rapide d'une digue en terre en travers du fleuve Sénégal au site de Rheune. Entièrement bâtie à partie d'une prévision hydrologique de la phase de tarissement et de la progression du sel (OLIVRY, 1983 a), le projet de barrage provisoire doit permettre de stocker les écoulements de basses eaux et d'empêcher la remontée de la langue salée maritime lors de la saison sèche 1983-84.

Premier lien de terre ferme, établi entre le Sénégal et la Mauritanie, ce barrage en terre construit en un mois devait remplir parfaitement son rôle de bouchon à la remontée du flot salé. *"Devant les conditions d'hydraulicité en 1984 encore plus catastrophiques que l'année précédente, les autorités n'hésitent pas à renouveler l'expérience du barrage provisoire de Rheunne avec le même succès qu'en 1983"* (OLIVRY, 1989). Cette réalisation aujourd'hui disparue, préfigurait le futur barrage de Diama, alors en cours d'édification à 50 km en amont de l'embouchure et achevé le 14 novembre 1985.

C - LES CAUSES ET LES MECANISMES DES INVASIONS MARINES

1. Les causes

Dans une zone côtière, les invasions marines peuvent provenir de causes locales (morphologie de vallée, variation du régime des précipitations sur le bassin versant et des écoulements du fleuve, modification du littoral...), ou régionales (changements de température de l'eau de mer, puissance de la houle, variations de marnage...) ou plus générales liées à un changement global au niveau de la planète (fonte des calottes glaciaires, modification de volume de bassin océanique, déformations du géoïde...).

Des informations plus détaillées et plus précises sur les fluctuations majeures, rapides et brusques du niveau marin figurent dans l'ouvrage de MONTEILLET (1988).

a) La morphologie du lit mineur du Sénégal

Jusqu'à Bogué (Fig. 32) à plus de 400 km de l'embouchure, le lit mineur du fleuve Sénégal se situe en contrebas de l'océan. Malgré la faible amplitude des marées (1,15 m en vives eaux et 0,55 m en mortes eaux), cette particularité détermine la remontée des eaux océaniques vers l'amont du fleuve.

b) Le régime des écoulements du fleuve

La période des basses eaux du Sénégal dure près de 6 mois. Le tarissement est précoce et les étiages sont très sévères avec des écoulements insignifiants pendant une bonne partie de l'année.

c) Les variations de marnage et la puissance de la houle

Les marées peuvent présenter, à l'échelle de la planète, des amplitudes extrêmes en fonction de certaines configurations astronomiques périodiques. Ainsi, elles sont maximales lorsque la lune et le soleil alignés passent dans le plan de l'équateur terrestre, c'est à dire aux équinoxes.

Remarque : Ces conditions pour être exceptionnelles se sont produites au niveau du Sénégal depuis l'achèvement de Diama : elles ont imposé, au moment des étiages particulièrement prononcés, de laisser temporairement pénétrer les eaux océaniques en amont du barrage. Depuis l'achèvement de Manantali, ce sont les eaux du lac de Guiers qui servent occasionnellement d'appoint pour la retenue de Diama lorsque, aux périodes équinoxiales, le dénivelé de part et d'autre du barrage devient trop important (GAC et al. 1990).

L'importance des marées dépend de la forme des bassins océaniques, mais aussi des golfes et des estuaires qui ont une période qui leur est propre. Si cette période est en résonance avec celle de l'onde principale, le phénomène de la marée est amplifiée. Ainsi toute modification de la configuration du littoral engendre une évolution du marnage (MONTEILLET, 1988). Selon COLEMAN et WRIGHT (1975), la côte du delta du Sénégal est assujettie à l'une des plus fortes agitations du monde. Son contour est le résultat d'un état d'équilibre provisoire entre l'action du fleuve et des courants de houle.

d) Les changements de température de l'océan

Des cycles saisonniers de variation d'ordre décimétrique du niveau moyen dans l'Atlantique tropical et équatorial ont pu être établis : ils se caractérisent par deux maxima de saisons chaudes et par deux minima de saisons froides. VERSTRAETE (1986), les relie au rythme des remontées d'eau froide profonde (Upwelling).

e) L'onde de tempête

A la période historique de tels phénomènes d'amplitude limitée ne sont pas exceptionnels (HUBERT, 1936). Ils peuvent occasionner une rupture momentanée de la flèche littorale (Langue de Barbarie) séparant le fleuve de l'océan.

Ces tempêtes semblent présenter une certaine périodicité, comme sur la côte Est des Etats-Unis. Depuis 1900, les ruptures importantes de la Langue de Barbarie (1906, 1923, 1936, 1948, 1959, 1973) sont en moyenne intervenues tous les 14 ans (GAC et al. 1981/82). Cette périodicité a été évoquée pour expliquer l'importance de l'invasion marine dans le cours inférieur du Sénégal.

f) Les glissements sous-marins (slumpings) sur le talus continental

La pente du talus continental est exceptionnellement forte à proximité de l'embouchure du Sénégal et il existe une remarquable concentration de complexes de glissement quaternaires sur la marge océanique du bassin sénégal-mauritanien.

Ces éboulements de sédiments sur la pente raide du plateau continental, creusé de canyons sous-marins, peuvent provoquer des phénomènes de mini raz-de-marée et engendrer, surtout en période d'étiage, une intrusion plus importante d'eau salée dans la vallée.

2. Les mécanismes

A la fin de la décrue du fleuve, les eaux marines repoussent les eaux douces; l'onde de marée devient perceptible vers l'amont et précède l'arrivée de la salure. L'invasion marine à l'intérieur du bassin sénégal-mauritanien se décompose en quatre phases (GAC et al., 1986 a, b).

Leurs durées respectives sont variables et liées aux caractéristiques saisonnières de chaque crue, elles mêmes dépendantes de l'abondance et de la répartition des précipitations sur le bassin versant. La figure 32 permet de visualiser les événements successifs observés de 1978 à 1980 :

a) Phase 1

Elle correspond à la période des hautes eaux. L'eau est douce depuis la source jusqu'à l'embouchure du fleuve du 17/08 au 16/11/1978 puis du 9/08 au 12/10/1979 et à partir du 20/08/1980.

b) Phase 2

L'interface eau douce/eau salée entame son déplacement saisonnier vers l'amont. L'intrusion débute par une oscillation sinusoïdale et cyclique du plan d'eau due à l'onde de marée et la progression du front salé ne dépend plus que de la forme du tarissement du fleuve. Selon les estimations de ROCHETTE (1964), cette phase débute lorsque le débit du fleuve descend au dessous de 600 m³/s et reste supérieur à 50 m³/s. Dans l'exemple choisi, cette phase s'étend du 16/11/1978 au 12/02/1979 et du 12/10/1979 au 26/01/1980 (Fig. 33).

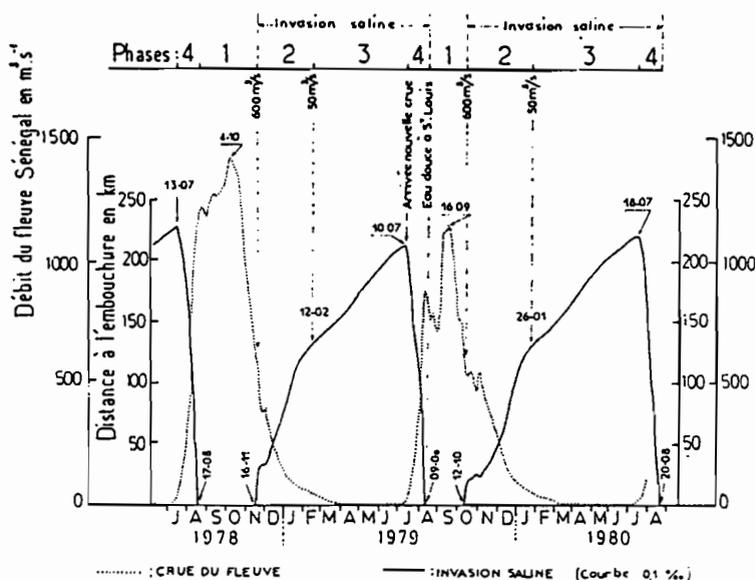


Fig. 33 - Les différentes phases de l'invasion marine annuelle.

c) Phase 3

Elle se poursuit tant que le débit reste inférieur à $50 \text{ m}^3/\text{s}$; sa durée est indépendante des écoulements du fleuve et n'est liée qu'à la durée de l'étiage, c'est à dire à l'arrivée de l'onde de crue suivante (COLLE et al., 1974). Cette phase concerne ici les périodes allant du 12/02 au 10/07/1979 et du 26/01 au 18/07/1980.

d) Phase 4 ou phase de retrait

La dernière phase s'amorce avec chaque nouveau cycle hydrologique et son cortège de précipitations. Elle correspond au retrait progressif de la salure dans la vallée. Le taux maximum de salinité et l'abscisse maximale atteinte, vers l'amont, par le coin salé se produisent la veille du passage de la nouvelle onde de crue. Cette phase s'achève lorsque le cumul des volumes d'eaux douces qui transitent à l'embouchure franchit le seuil de 900 millions de m^3 (ROCHETTE, 1964, 1974) : dans le cas présent, les 17/08/1978, 9/08/1979 et 20/08/1980.

En résumé, l'ampleur de la remontée saline dans la basse vallée du fleuve Sénégal est essentiellement tributaire de la plus ou moins grande précocité du tarissement annuel et de la durée de la période d'étiage entre deux cycles hydrologiques consécutifs.

D - PARAMETRES ET FACTEURS REGULANT L'INVASION MARINE

Ils ont été abondamment décrits par GAC et al. (1986, 1990) :

- les masses d'eaux océaniques et leur salinisation,
- le niveau moyen de la mer,
- le marnage,
- le débit fluvial,
- les prélèvements pour l'irrigation,
- le rôle des nappes et le jeu de l'évaporation.

1. Les masses d'eaux océaniques et leur salinisation

Le littoral sénégalais est assujéti à deux saisons océaniques l'une chaude de juin à octobre, l'autre froide de novembre à mai.

La saison chaude de juin à août est marquée par la présence des eaux tropicales du contre-courant équatorial (les températures oscillent entre 27° et 28°C ; les salinités entre 35 et 36 g/l); de septembre à octobre s'installent les eaux guinéennes avec des températures comparables mais des taux de salinités inférieurs à 35 g/l. Au large de l'embouchure du Sénégal, PINSON-MOUILLOT (1980) a relevé des taux de salinité de l'ordre de 32 g/l au moment du développement du panache turbide engendré par le déversement des alluvions de la crue du fleuve.

La saison froide, avec des températures fréquemment inférieures à 20°C, correspond à la remontée d'eaux profondes (Upwelling). Au cour de cette saison sèche (sur le continent), qui coïncide avec l'incursion saline dans la vallée du fleuve Sénégal, les salinités sont maximales en bordure du littoral (PINSON-MOUILLOT, 1980).

2. Le niveau moyen de la mer

Le niveau des mers à la surface du globe est marqué par une grande instabilité comme en témoigne l'existence d'anciens rivages le long des côtes tropicales basses de l'Afrique de l'Ouest.

a). Variations du niveau de la mer au cours des derniers millénaires

Abstraction faite de quelques anomalies, la courbe de variation du niveau de la mer, depuis 10 000 ans montre deux périodes principales. De 10 000 à 6 000 ans B.P., la vitesse d'ascension est élevée et prédomine sur les autres phénomènes. Vers 6 500 ans, l'océan atteint à plus ou moins 1 mètre son altitude actuelle. A partir de cette date, le niveau de la mer a subi (ELOUARD et al. 1977, MONTEILLET 1977 et 1988), à différentes échelles de temps, des fluctuations de durée variable et de faibles amplitudes comprise entre + 1,50 et - 2 mètres.

A partir de 3 000 ans B.P., la communication du cours inférieur avec la mer s'est réduite. Les périodes d'inondation du delta sont fréquentes : elles correspondent à des oscillations positives du niveau associées à une recrudescence des débits du fleuve. L'importante intrusion saline dans la vallée du Ferlo, vers 1 800 ans B.P. a été attribuée à une chute brutale des écoulements fluviaux (MONTEILLET et al., 1981).

b) Les oscillations annuelles du niveau marin

BRUNET-MORET (1970) définit le niveau moyen comme une moyenne des niveaux moyens journaliers de 365 jours consécutifs ou comme une moyenne des niveaux moyens mensuels de 12 mois consécutifs. Les variations annuelles du niveau marin sont sous la dépendance des marées et sont relativement importantes. A Saint-Louis, ROCHETTE (1964), par des mesures effectuées de janvier à juillet 1963, trouve pour le niveau de mi-marée, des maximums compris entre - 0,06 et + 0,26 m IGN.

Les variations du niveau moyen sont perceptibles à une très grande distance de l'embouchure du fleuve. Suivant le sens de son évolution, il provoque une régression ou un retrait de la salure qui se répercute de façon différée sur toute la longueur du bief maritime.

3. Le marnage

Selon ROCHETTE (1964), " le caractère cyclique des variations de l'amplitude des marées laisse présumer que l'influence du marnage se traduit par une évolution périodique de la salinité ". L'amplitude du marnage est de 30 à 80 cm à Saint-Louis, de 25 à 65 cm à Dagana et de 15 à 35 cm à Podor.

L'influence de la marée sur la répartition spatiale de la salinité est surtout importante jusqu'à 30 km de l'embouchure. Au-delà d'une incursion supérieure à 100 km, les variations de marnage sont pratiquement sans importance sur la salinité

4. Le débit fluvial

Son importance et ses variations conditionnent les pulsations journalières et saisonnières de la remontée saline dans l'estuaire.

Il faut cependant souligner que deux crues, d'importances très inégales, peuvent en définitive se traduire par des invasions marines tout à fait comparables et similaires selon, le caractère tardif ou précoce des cycles hydrologiques qui leur succèdent.

5. Les prélèvements pour l'irrigation

Les prélèvements d'eaux douces sont devenus de plus en plus importants avec le développement de grands programmes agricoles, le long de la vallée. Si en période de crue, la réduction des écoulements n'entraîne aucune conséquence fâcheuse, il en va tout autrement lors de la phase de tarissement où les besoins pour l'irrigation sont du même ordre de grandeur que les faibles débits qui transitent dans le lit du fleuve.

COGELS et GAC (1982), ont montré que la seule exploitation des 7.000 ha de canne à sucre dans la région de Richard-Toll nécessite près de 800.000 m³ d'eau douce par jour et ceci pendant toute l'année. Le prélèvement dans le fleuve est de l'ordre de 10 m³/s, seuil franchit en période d'étiage dès la fin février.

Le développement de systèmes de pompage a pour effet d'accélérer la remontée de la langue salée et, notamment lorsque seul le facteur temps conditionne cette intrusion. Il est cependant difficile d'établir une relation précise entre l'importance des volumes prélevés dans le fleuve et la nouvelle impulsion qui en résulte dans la progression vers l'amont des eaux marines.

6. L'intervention des nappes et le jeu de l'évaporation

Dans la zone du delta inférieur, les nappes de sub-surface sont salées et leur influence sur la remontée saline est négligeable. Plus en amont, le soutien au débit d'étiage du fleuve apporté par les nappes d'eau douce limitrophes constitue un frein à la progression des eaux marines.

L'évaporation annuelle d'une lame d'eau, de l'ordre de 2 500 mm/an, dans le cours du fleuve contribue à la baisse du niveau du plan d'eau dans le lit mineur, favorise la concentration en sels minéraux et donc l'augmentation de la salinité. Au moment des fortes incursions d'eaux océaniques et de leurs débordements dans les cuvettes latérales, l'évaporation joue un rôle déterminant dans la sursalure des solutions et fixe les limites spatio-temporelles du fonctionnement inverse de l'estuaire.

D - FORMULATION DES PRINCIPES METHODOLOGIQUES DE ROCHETTE (1964) ET LES DIFFICULTES D'APPLICATION

1. Les principes méthodologiques de ROCHETTE (1964)

La remontée des eaux saumâtres baptisée "langue salée" a fait l'objet d'études importantes justifiées essentiellement par toute l'infrastructure agricole mise en place ou en projet dans toute la basse vallée du Sénégal. Dans ce domaine, les travaux qui font autorité sont ceux de ROCHETTE

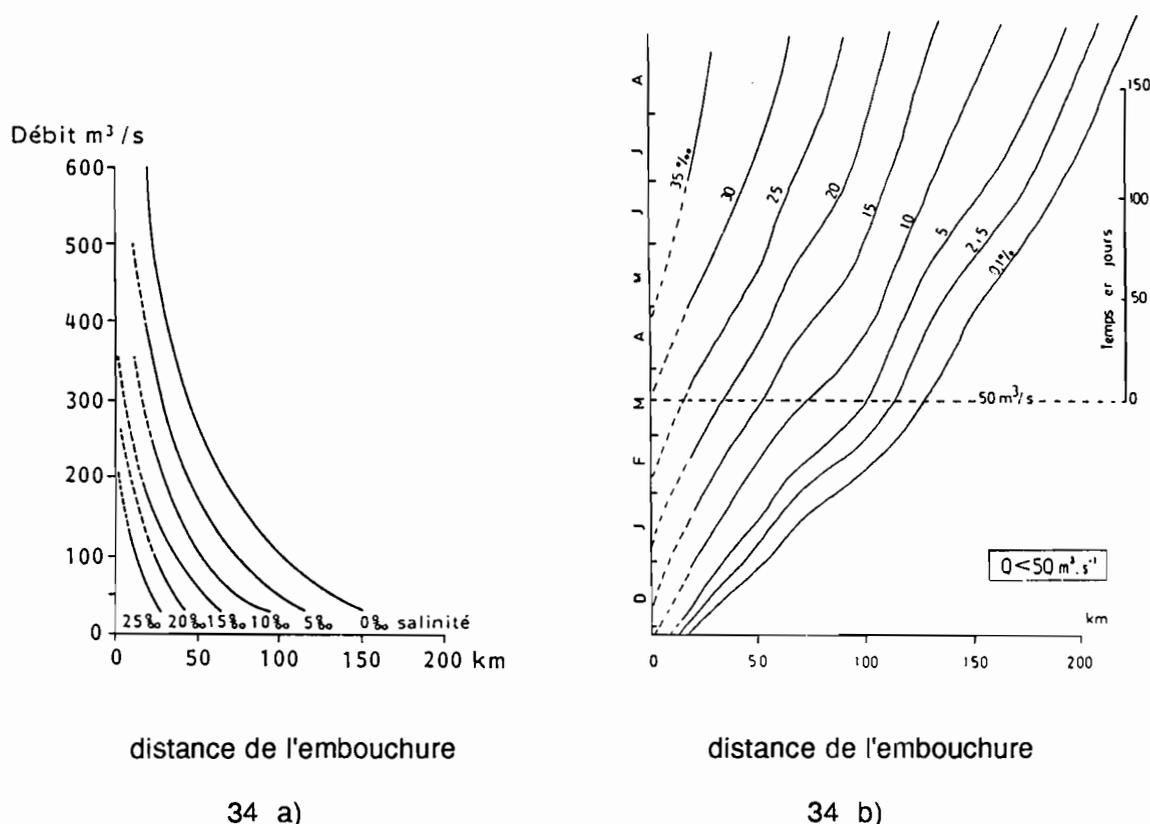
(1964) qui a particulièrement attiré l'attention sur les trois principaux aspects de la salure dans le bas-Sénégal :

- l'évolution à l'échelle d'une marée,
- l'évolution de la salure au cours de la décrue,
- et la phase finale concernant le retrait des eaux saumâtres pendant la crue.

Ces principes méthodologiques sont largement explicités par l'auteur dans son ouvrage sur la "Monographie hydrologique du fleuve Sénégal". Des développements plus importants figurent dans les travaux de KANE (1985). L'essentiel, pour la compréhension et l'évaluation de la remontée saline repose sur deux postulats concrétisés par deux abaques (fig. 34) :

- "Il existe une valeur du débit fluvial en dessous de laquelle l'évolution de la salinité ne sera pratiquement plus conditionnée par le débit mais dépendra alors essentiellement du temps. Cette valeur poursuit l'auteur est délicate à déterminer ; nous l'avons fixé arbitrairement à $50 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur volontairement élevée pour tenir compte, de l'avantage que représente la substitution du paramètre temps au paramètre débit, quand ce dernier ne peut être déterminé avec précision ".

- en conséquence, " la salinité moyenne à la distance x de l'embouchure est donnée suivant la nature du paramètre de référence par l'un des graphiques (Fig. 34 a,b), dans lesquels les résultats sont mis sous une forme directement exploitable qui permet de déterminer la salinité en fonction du débit ou du temps selon que les écoulements sont supérieurs ou non à $50 \text{ m}^3/\text{s}$ ".



34 a)

34 b)

Fig. 34 a) - Relation débit / salinité ($Q \geq 50 \text{ m}^3/\text{s}$)

Fig 34 b) - Relation temps / salinité ($Q \leq 50 \text{ m}^3/\text{s}$)

2. Les difficultés d'application en période aride

La reconstitution des chroniques salines, depuis le début du siècle, impose de connaître, année après année, les dates où les écoulements du fleuve atteignent les seuils de 600 m³/s (début de l'intrusion saline), de 50 m³/s (substitution du paramètre " temps " au paramètre " débit ") et enfin à l'amorce de toutes les crues, le seuil de 900 millions de m³ qui correspond au retrait du sel dans toute la vallée.

Ces trois valeurs sont indéterminables à l'embouchure. Elles doivent être précisées à partir des données recueillies plus en amont (station de Dagana).

a) Le seuil des 600 m³/s : début de l'intrusion saline

De 1903 à 1964, la monographie hydrologique du fleuve Sénégal, donne pour chaque phase de tarissement la date présumée où le débit franchit le seuil des 600 m³/s. Pour les années récentes, l'information est plus complète bien que l'on relève quelques lacunes dans les observations limnimétriques. Pour les combler, la formule de propagation de l'onde de crue entre le bief amont de Bakel (où les débits sont connus depuis 1903) et le bief aval de Dagana a été appliquée.

$$Q_{D1} = - 0,2 Q_{B1} + 0,28 Q_{B0} + 0,92 Q_{D0}$$

Q_{B0} et Q_{D0} représentent les débits respectifs à Bakel et à Dagana le jour J et Q_{D1} et Q_{B1} ceux du lendemain. En étudiant le régime des débits pendant l'étiage et l'évolution des volumes stockés dans le lit mineur pendant la phase de tarissement, ROCHETTE (1964) précise que le débit à Dagana de 50 m³/s correspond à un débit de 45 m³/s le même jour à Bakel.

Enfin il arrive, au cours de certains cycles hydrologiques, qu'une reprise des écoulements (occasionnée par des pluies tardives en fin d'hivernage) provoque un retrait momentané des eaux océaniques déjà engagées dans la vallée. La première phase de progression vers l'amont de l'eau salée est alors dédoublée et l'invasion saline différée pendant quelques jours.

b) Le seuil de 50 m³/s : substitution du facteur temps au facteur débit

C'est l'évaluation la plus délicate. La raison essentielle tient au fait que durant toute la période précédant la fin de la seconde Guerre mondiale, les hauteurs limnimétriques étaient peu ou pas relevées.

La méthode a consisté à mener tout d'abord une étude critique longue et minutieuse des observations de chaque année. Nous en avons conclu que l'essai de revalorisation des anciens enregistrements par ROCHETTE (1974), constituait la meilleure approche possible et qu'il était utopique d'envisager une quelconque amélioration des résultats de cet auteur.

Pour les 80 années, l'application de la formule de propagation donne des résultats sensiblement identiques. Le seuil de 50 m³/s se présente à Dagana avec un retard de 8 à 10 jours par rapport à l'enregistrement du débit de 45 m³/s à Bakel. En moyenne, la valeur de 50 m³/s est observée à l'aval, quand à l'amont, les débits sont de l'ordre de 37 m³/s.

c) Le seuil du passage en début de crue d'un volume de 900 millions de m³

Le retrait de la salure a été défini par ROCHETTE (1964) en fonction des volumes totaux écoulés à Dagana, eux mêmes déduits de ceux des stations de Ngoui et Saldé. L'étude statistique sur de nombreuses années nécessite donc de faire appel aux relevés limnimétriques de ces deux stations, lesquelles présentent malheureusement des lacunes. Il n'y avait alors qu'une possibilité : prendre en compte les données de Bakel.

Le fait aussi, d'admettre comme constant le volume global nécessaire au retrait total de la salure introduit, selon l'importance de l'intrusion qui précède la nouvelle onde de crue, une surestimation du temps de présence des eaux océaniques dans la vallée du fleuve. Faute de pouvoir disposer de mesures précises et quotidiennes de la salinité sur de nombreuses années, nous avons admis l'hypothèse d'un volume constant mais avec un temps de propagation de l'onde de crue variable.

3. Les abaques de GAC et al. (1986)

Après une compilation rigoureuse d'une masse importante de données et l'étude critique entreprise sur les observations anciennes, nous pensons, exception faite de quelques années (1909-1910, 1910-1911, 1913-1914, 1919-1920), que l'erreur d'estimation n'excède pas 3 à 4 jours.

Pour les années récentes, l'évaluation est plus précise, puisqu'on dispose en effet des mesures de salinité ou encore d'observations sur la charge solide (la reprise des écoulements s'accompagne d'une augmentation des concentrations des matières en suspension). Une fois fixé le jour de la salinité maximale, on évalue en fonction des écoulements observés à Bakel la durée de la phase de retrait.

Les observations de 1981 à 1983 (Fig. 35), et les mesures ponctuelles de la salinité en 56 sites de la vallée situés entre Gandiole (pk 5) et Mbayo (pk 322) ont permis d'esquisser une représentation schématique de la progression du front salé (Fig.36 a et b), puis de proposer et de formuler de nouveaux abaques pour les épisodes arides.

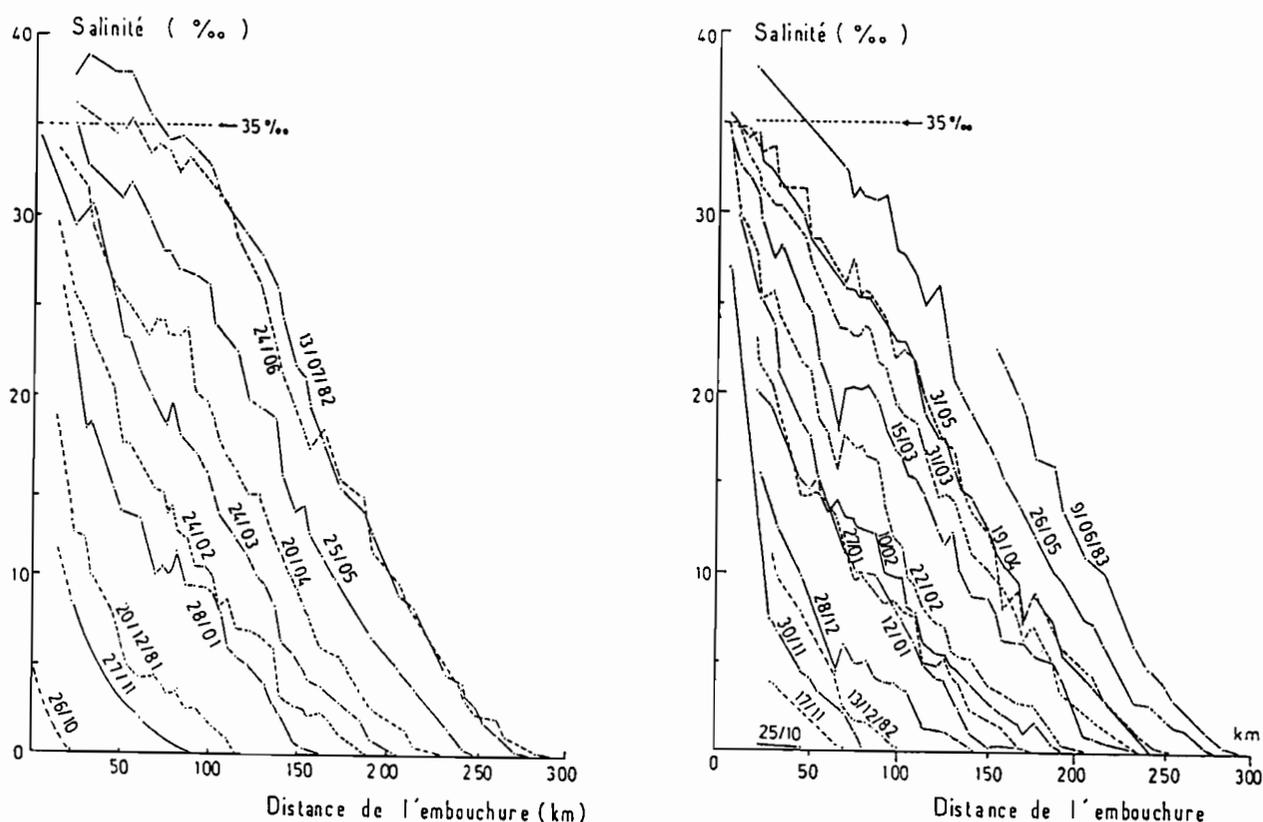


Fig. 35 - Evolution de la salinité dans la vallée de 1981 à 1983

La forme des courbes, situant les positions du front salé s'inverse à partir de février : de concaves elles deviennent convexes. De cette constatation est née l'idée maîtresse qui conduira à envisager de nouvelles propositions de modélisation de l'intrusion marine telles que les avaient pressenties ROCHETTE (1974) en suggérant une substitution vers cette date du paramètre "débit" par le paramètre "temps". On remarque déjà que cette transition s'effectue pour une valeur du débit à Dagana de l'ordre de $20 \text{ m}^3/\text{s}$, valeur bien éloignée des $50 \text{ m}^3/\text{s}$ initialement proposés.

De ces différentes campagnes on peut retirer les enseignements suivants :

- l'application des anciens abaques nous conduit à sous-estimer l'ampleur de l'intrusion saline,
- la progression du front salé n'est pas régulière et les à-coups observés sont vraisemblablement imputables à la présence de seuils rocheux dans le lit mineur de la vallée. On remarque en effet que les irrégularités se positionnent approximativement à la hauteur du haut-fond de Faff (km 120) et de la grande dépression topographique signalée peu en amont de Débi, vers le km 70 dans le profil longitudinal du lit du fleuve (Fig.32).
- les modifications dans l'allure des courbes traduisent, avec certitude un changement de rythme dans la progression du front salé vers l'amont.

Ces différentes conclusions ont amené à reconsidérer les propositions de ROCHETTE (1964) afin de mieux saisir cette "réalité contraignante" qu'était devenue l'invasion marine annuelle dans l'ensemble des estuaires de la Sénégambie. Les deux seuils ou les "débits clefs" ont été fixés à $750 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le début de l'intrusion saline à l'embouchure du fleuve et à $20 \text{ m}^3/\text{s}$ pour le changement de rythme dans la progression du front salé vers l'amont (substitution du paramètre temps au paramètre débit).

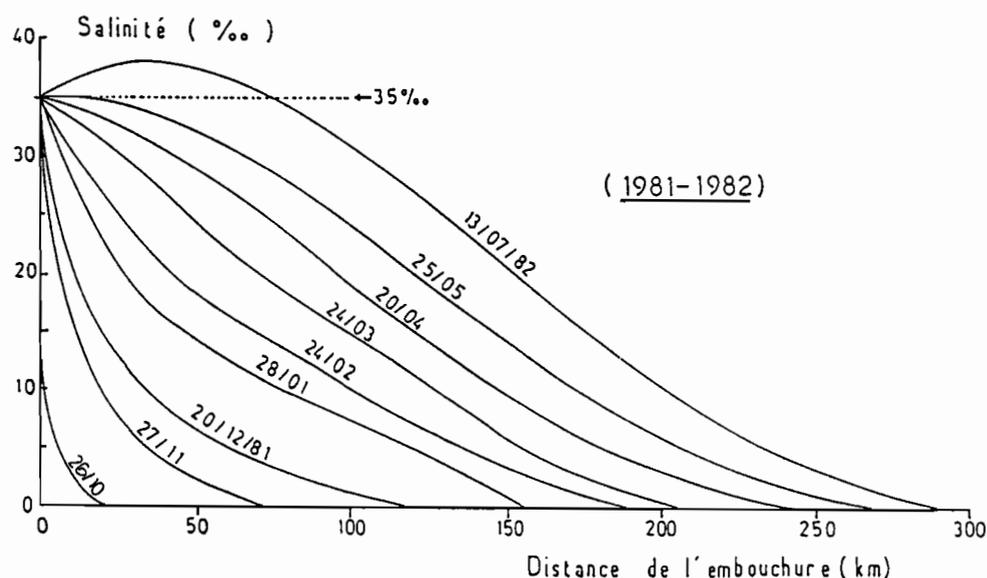


Fig. 36 a - Représentation schématique de la progression du front salé en 1981-82

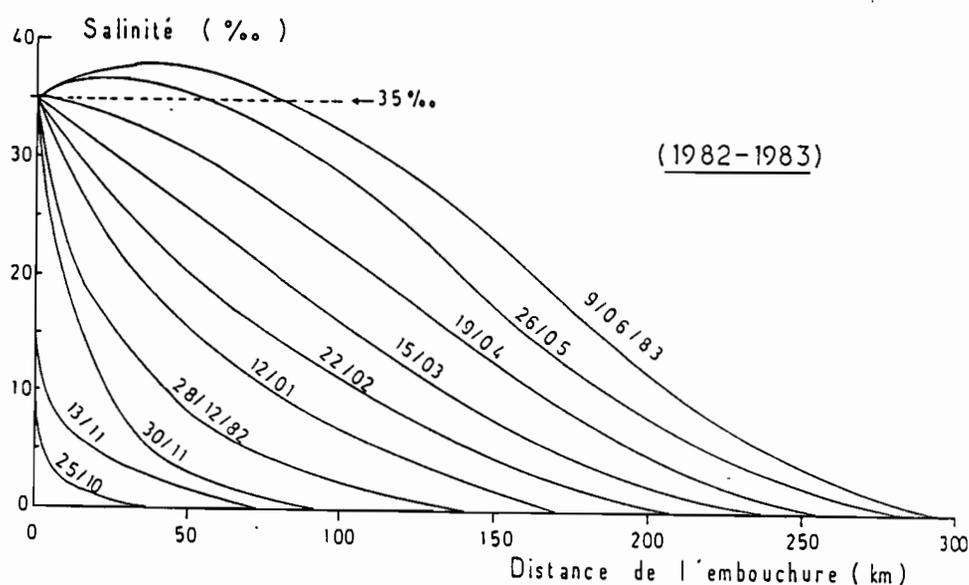


Fig. 36 b - Représentation schématique de la progression du front salé en 1982-83

Les nouveaux abaques présentés sur les figures 37 et 38 sont directement exploitables. L'allure des courbes représentatives des différentes isohalines n'est pas en effet sans rappeler la loi exponentielle qui caractérise la décroissance des écoulements du fleuve pendant les phases de tarissement et d'épuisement. La formulation du phénomène annuel de l'invasion marine s'exprime alors par une série d'équations donnant la position des isohalines en fonction des seuls débits.

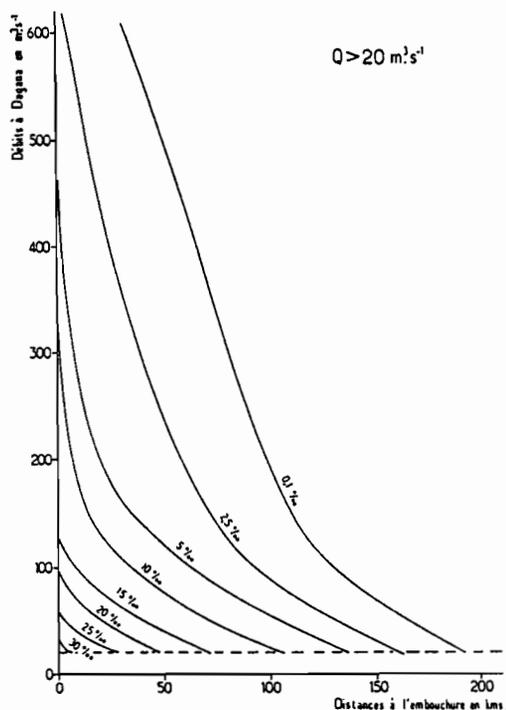


Fig. 37 - Relation débit/salinité de base ($Q \geq 20 m^3/s$)

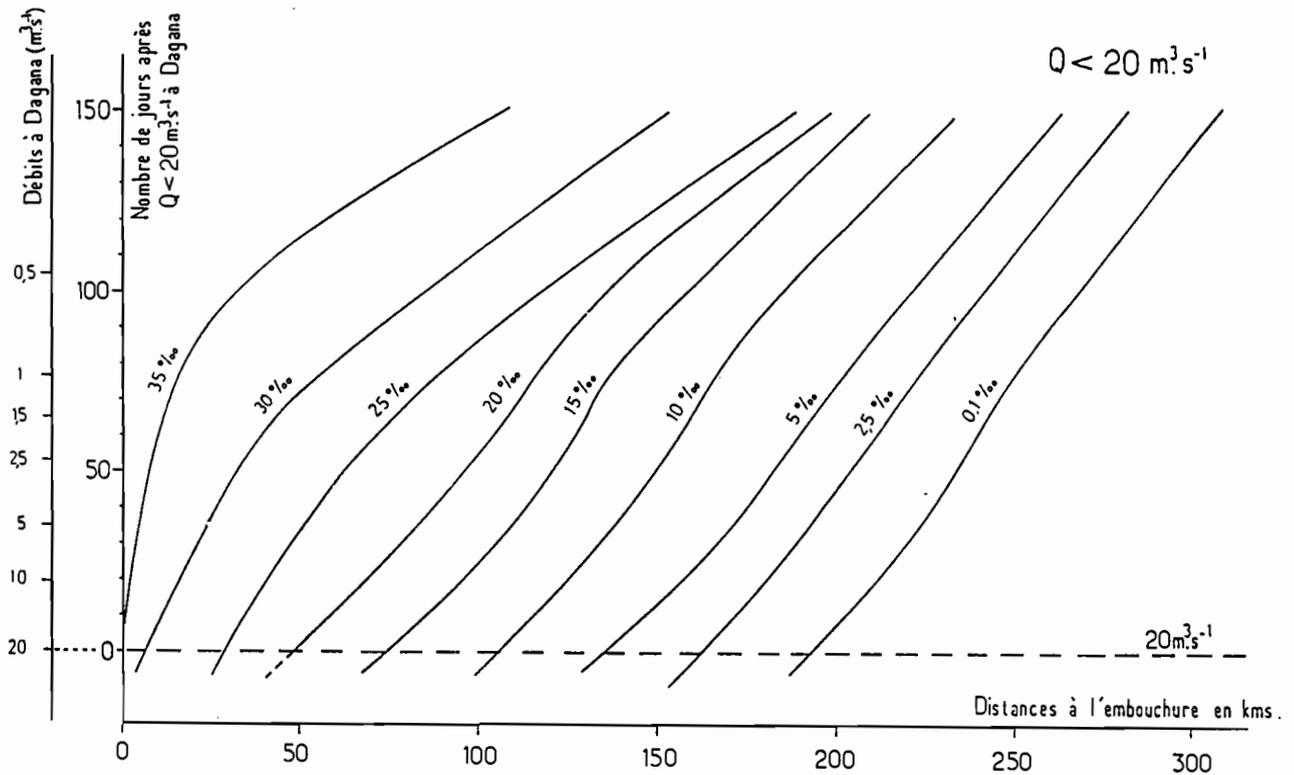


Fig. 38 - Relation temps/salinité de base ($Q \leq 20 \text{ m}^3/\text{s}$)

En distinguant les deux épisodes (débits inférieurs ou supérieurs à $20 \text{ m}^3/\text{s}$), on aboutit aux équations suivantes où : D indique l'éloignement en km de l'embouchure et Q le débit fluvial (en m^3/s) à l'embouchure ou ce qui revient sensiblement au même à Dagana, précisé à partir de la propagation de l'onde de crue à Bakel.

$$20 \text{ m}^3/\text{s} \leq Q \leq 750 \text{ m}^3/\text{s}$$

$$Q \leq 20 \text{ m}^3/\text{s}$$

Position des isohalines :

0,1 ‰ : $D = -100,0 \log Q + 325$	0,1 ‰ : $D = -46,1 \log Q + 255$
2,5 ‰ : $D = -104,4 \log Q + 301$	2,5 ‰ : $D = -46,9 \log Q + 226$
5,0 ‰ : $D = -109,0 \log Q + 282$	5,0 ‰ : $D = -49,2 \log Q + 204$
10,0 ‰ : $D = -107,3 \log Q + 252$	10,0 ‰ : $D = -43,8 \log Q + 169$
15,0 ‰ : $D = -95,9 \log Q + 203$	15,0 ‰ : $D = -48,4 \log Q + 141$
20,0 ‰ : $D = -77,9 \log Q + 153$	20,0 ‰ : $D = -52,5 \log Q + 120$
25,0 ‰ : $D = -68,2 \log Q + 117$	25,0 ‰ : $D = -43,6 \log Q + 85$
	30,0 ‰ : $D = -41,0 \log Q + 53$
	35,0 ‰ : $D = -14,0 \log Q + 15$

Selon nos estimations, le débit maximum au cours du cycle hydrologique 1983-1984 n'a pas atteint à l'embouchure la valeur de $900 \text{ m}^3/\text{s}$. De plus, l'hydrogramme de crue présente une

éphémère remontée des débits vers la mi-août avant une première phase de décrue en septembre. Entre le 13 et le 23 septembre, les écoulements ont à peine été supérieurs à 600 m³/s et le sel a pu entamer sa remontée vers l'amont du fleuve. La décrue générale a eu lieu dès le début octobre et l'invasion a dû s'amorcer vers le 15 octobre. Cette date précoce a, on le sait, été à l'origine de l'édification du barrage en terre de Rheune I.

Ce barrage provisoire situé à 114 km de l'embouchure, fût achevé en toute hâte le 25 novembre 1983, le sel ayant atteint le village de Rheune quelques jours auparavant. Ces précisions nous ont permis de tester les abaques proposés. Le 25 novembre 1983 pour un débit de 150 m³/s environ, abaques et équations positionnent le front salé au niveau du km 108, soit seulement 6 km en aval de Rheune ! En l'absence de Rheune, l'année 1984 aurait été marquée par l'intrusion saline la plus importante du siècle.

F - RECONSTITUTION DE L'EXTENSION SPATIO-TEMPORELLE DE LA SALINITE DANS LA VALLEE DU FLEUVE ENTRE 1903 ET 1983

Les tableaux XIII et XIV indiquent la chronologie des phases de l'intrusion saline de 1903 à 1983, les variations annuelles de leur durée et l'abscisse maximale amont (en km) du front salé.

GAC et al. (1990) ont mis en évidence "*que l'ampleur de la remontée saline était bien plus sous la dépendance de la crue qui la précédait que de celle qui lui succédait*". Pour mieux cerner cette relation entre modules interannuels et l'extension spatio-temporelle des eaux marines dans la vallée du fleuve nous avons recherché un mode d'expression chiffré pour chaque intrusion saline annuelle.

La notion km jour/salinité a paru la plus adaptée pour quantifier relativement les unes par rapport aux autres les quelques 80 intrusions salines reconstituées depuis le début du XX^{ème} siècle à partir des nouveaux abaques définis par GAC et al. (1986). La méthode d'évaluation a donc consisté à planimétrer pour chaque année les aires comprises entre les différentes isohalines et, en accordant à chaque fois la salinité moyenne de l'intervalle, à calculer pour chacune d'entr'elles l'équivalent en eau de mer "pure" à 35 g/l.

Le tableau XV donne les résultats chiffrés pour les 80 dernières années. La valeur moyenne s'élève à 56,46 eq. à 35 g/l, et les extrêmes correspondent aux années 1958-1959 (33,93 eq. à 35 g/l) et 1977-1978 (114,25 eq. à 35 g/l)

A l'exception de quelques anomalies (positives en 1921-1922, 1933-1934, et négatives en 1914-1915), ce tableau permet de dissocier les séquences sèches et humides et de mettre en évidence la "monstrueuse sécheresse" qui affecte le Sahel depuis 1968.

<i>Séquences sèches</i>	<i>Séquences humides</i>
avant 1903 (? années)	1904-1913 (9 années)
1913-1918 (5 années)	1919-1939 (20 années)
1939-1950 (11 années)	1950-1967 (18 années)
1968- ? (? années)	

Tableau XIII

Chronologie des phases de l'intrusion saline de 1903 à 1983. (1) eau douce, (2) et (3) date où le débit devient $<$ à $600 \text{ m}^3/\text{s}$ et à $50 \text{ m}^3/\text{s}$, (4) salinité maximale (5) date du retrait.

Cycles hydrologiques	1	2	3	Maximum 4	5	Cycles hydrologiques	1	2	3	Maximum 4	5
1902-1903				(fin 06.02)	19.07.03	1943-1944	05.08.43	25.11.43	09.03.44	05.07.44	15.08.44
1903-1904	20.07.03	24.11.03	20.03.04	09.07.04	30.07.04	1944-1945	16.08.44	14.11.44	06.03.45	15.07.45	02.08.45
1904-1905	31.07.04	30.11.04	28.03.05	22.06.05	21.07.05	1945-1946	03.08.45	01.12.45	07.03.46	09.07.46	07.08.46
1905-1906	22.07.05	14.12.05	09.04.06	10.06.06	22.07.06	1946-1947	08.08.46	03.12.46	17.03.47	15.07.47	09.08.47
1906-1907	23.07.06	03.12.06	22.04.07	13.07.07	05.08.07	1947-1948	10.08.47	16.11.47	08.03.48	30.06.48	30.07.48
1907-1908	06.08.07	19.11.07	08.04.08	20.06.08	25.07.08	1948-1949	01.08.48	27.11.48	08.03.49	10.07.49	08.08.49
1908-1909	26.07.08	25.11.08	21.03.09	14.06.09	13.07.09	1949-1950	09.08.49	09.11.49	22.02.50	08.07.50	31.07.50
1909-1910	14.07.09	02.12.09	26.03.10	30.06.10	22.07.10	1950-1951	01.08.50	15.12.50	21.03.51	23.06.51	01.08.51
1910-1911	23.07.10	22.11.10	15.03.11	19.06.11	25.07.11	1951-1952	02.08.51	28.12.51	07.04.52	30.06.52	01.08.52
1911-1912	26.07.11	25.11.11	13.03.12	30.06.12	31.07.12	1952-1953	02.08.52	11.12.52	16.03.53	25.06.53	23.07.53
1912-1913	01.08.12	18.11.12	19.03.13	30.06.13	30.07.13	1953-1954	24.07.53	24.11.53	21.03.54	14.06.54	15.07.54
1913-1914	31.07.13	09.11.13	06.02.14	06.07.14	31.07.14	1954-1955	16.07.54	06.12.54	23.04.55	20.06.55	21.07.55
1914-1915	01.08.14	10.11.14	14.03.15	19.06.15	29.07.15	1955-1956	22.07.55	15.12.55	12.04.56	07.07.56	31.07.56
1915-1916	30.07.15	16.11.15	08.03.16	05.07.16	29.07.16	1956-1957	01.08.56	09.12.56	04.04.57	26.06.57	20.07.57
1916-1917	30.07.16	24.11.16	16.03.17	08.07.17	12.08.17	1957-1958	21.07.57	18.12.57	10.04.58	23.06.58	21.07.58
1917-1918	13.08.17	17.11.17	06.03.18	17.06.18	23.07.18	1958-1959	22.07.58	14.12.58	20.04.59	20.06.59	22.07.59
1918-1919	24.07.18	09.12.18	19.04.19	18.06.19	28.07.19	1959-1960	23.07.59	28.11.59	22.03.60	31.06.60	26.07.60
1919-1920	29.07.19	16.11.19	15.03.20	21.06.20	14.07.20	1960-1961	27.07.60	26.11.60	21.03.61	28.06.61	27.07.61
1920-1921	15.07.20	25.11.20	31.03.21	30.06.21	01.08.21	1961-1962	28.07.61	28.11.61	20.03.62	27.06.62	28.07.62
1921-1922	02.08.21	08.11.21	26.02.22	25.06.22	31.07.22	1962-1963	29.07.62	06.12.62	16.03.63	12.07.63	10.08.63
1922-1923	01.08.22	12.12.22	03.04.23	17.06.23	23.07.23	1963-1964	11.08.63	06.12.63	16.03.64	23.06.64	23.07.64
1923-1924	24.07.23	06.12.23	23.03.24	23.06.24	14.07.24	1964-1965	24.07.64	07.12.64	04.04.65	07.07.65	09.08.65
1924-1925	15.07.24	12.12.24	16.04.25	18.06.25	20.07.25	1965-1966	10.08.65	13.12.65	04.04.66	02.07.66	16.08.66
1925-1926	21.07.25	10.12.25	08.04.26	30.06.26	26.07.26	1966-1967	17.08.66	20.12.66	06.04.67	01.07.67	21.07.67
1926-1927	27.07.26	21.11.26	21.03.27	30.06.27	28.07.27	1967-1968	22.07.67	24.12.67	16.04.68	11.07.68	27.08.68
1927-1928	29.07.27	17.12.27	13.04.28	29.06.28	28.07.28	1968-1969	29.08.68	07.11.68	04.03.69	12.07.69	14.08.69
1928-1929	29.07.28	10.12.28	13.03.29	14.06.29	12.07.29	1969-1970	15.08.69	18.12.69	28.03.70	26.07.70	10.09.70
1929-1930	13.07.29	06.12.29	17.03.30	17.06.30	21.07.30	1970-1971	11.09.70	11.11.70	02.03.71	18.07.71	15.08.71
1930-1931	22.07.30	03.12.30	05.04.31	24.06.31	20.07.31	1971-1972	16.08.71	10.11.71	24.02.72	15.07.72	24.08.72
1931-1932	21.07.31	02.12.31	31.03.32	14.06.32	21.07.32	1972-1973	25.08.72	15.10.72	19.01.73	22.06.73	02.08.73
1932-1933	22.07.32	03.12.32	19.03.33	19.06.33	12.07.33	1973-1974	03.08.73	21.10.73	19.01.74	17.07.74	09.08.74
1933-1934	13.07.33	25.11.33	13.03.34	11.07.34	08.08.34	1974-1975	10.08.74	15.11.74	08.02.75	19.07.75	11.08.75
1934-1935	09.08.34	30.11.34	19.03.35	24.06.35	22.07.35	1975-1976	12.08.75	11.11.75	11.02.76	16.07.76	09.08.76
1935-1936	23.07.35	10.12.35	30.03.36	15.06.36	28.07.36	1976-1977	10.08.76	27.11.76	23.02.77	27.07.77	29.08.77
1936-1937	29.07.36	12.12.36	11.04.37	09.07.37	05.08.37	1977-1978	30.08.77	25.10.77	10.01.78	13.07.78	17.08.78
1937-1938	06.08.37	27.11.37	21.03.38	04.07.38	24.07.38	1978-1979	18.08.78	16.11.78	12.02.79	10.07.79	09.08.79
1938-1939	25.07.38	14.12.38	27.03.39	07.07.39	04.08.39	1979-1980	10.08.79	13.10.79	26.01.80	18.07.80	20.08.80
1939-1940	05.08.39	22.11.39	16.03.40	05.07.40	16.08.40	1980-1981	21.08.80	17.10.80	19.01.81	05.07.81	08.08.81
1940-1941	17.08.40	28.11.40	17.03.41	18.07.41	12.08.41	1981-1982	09.08.81	27.10.81	24.01.82	21.07.82	23.08.82
1941-1942	13.08.41	09.11.41	21.02.42	16.07.42	07.08.42	1982-1983	24.08.82	22.10.82	14.01.83	14.07.83	12.08.83
1942-1943	08.08.42	31.10.42	23.02.43	01.07.43	04.08.43	1983-1984	13.08.83	(barrage de Rheune le 26/11/83)			

Tableau XIV

Variations annuelles de la durée des phases de l'intrusion saline (en jours) et abscisse maximale amont du front salé (en km). La phase 5 correspond à la durée totale de la présence d'eau salée.

Cycles hydrologiques						Abcisse Max (km)	Cycles hydrologiques						Abcisse Max (km)	Cycles hydrologiques						Abcisse Max (km)
	1	2	3	4	5			1	2	3	4	5			1	2	3	4	5	
1903-04	127	117	112	21	250	194	1931-32	134	120	76	37	233	172	1959-60	128	115	101	26	242	188
04-05	121	119	87	29	235	179	32-33	135	106	93	23	222	183	60-61	123	115	100	29	244	187
05-06	145	116	63	42	221	163	33-34	135	109	121	28	258	199	61-62	123	112	99	32	243	187
06-07	133	140	83	23	246	176	34-35	113	109	98	28	235	186	62-63	130	100	119	29	248	194
07-08	105	141	74	35	250	171	35-36	140	111	78	43	232	172	63-64	117	101	100	30	231	188
08-09	122	115	86	29	230	179	36-37	137	120	90	27	237	181	64-65	136	118	95	33	246	184
09-10	140	114	97	22	233	186	37-38	113	114	106	28	248	191	65-66	125	112	90	45	247	181
10-11	122	113	97	36	246	185	38-39	143	105	103	28	236	189	66-67	125	117	87	20	224	178
11-12	122	109	110	31	250	199	39-40	109	115	112	42	269	195	67-68	155	113	87	47	247	178
12-13	109	121	104	30	255	194	40-41	103	109	124	25	258	201	68-69	70	117	131	33	281	204
13-14	101	89	151	25	265	216	41-42	88	104	146	22	272	211	69-70	124	100	121	46	267	199
14-15	101	124	98	40	262	186	42-43	84	115	129	34	278	203	70-71	61	111	139	28	278	207
15-16	109	112	120	24	256	200	43-44	112	105	119	41	265	198	71-72	86	106	143	40	289	210
16-17	117	113	115	35	263	196	44-45	90	112	122	18	252	205	72-73	51	96	155	41	292	214
17-18	96	108	104	36	248	190	45-46	120	96	125	29	250	201	73-74	79	90	180	23	293	225
18-19	138	131	61	40	232	161	46-47	117	104	121	25	250	199	74-75	97	85	162	23	270	217
19-20	110	119	99	23	241	186	47-48	98	113	115	30	258	196	75-76	91	92	157	24	273	218
20-21	133	127	92	32	251	182	48-49	118	101	125	29	255	196	76-77	109	88	155	33	276	203
21-22	98	110	120	36	266	199	49-50	91	105	137	23	265	207	77-78	56	77	184	35	296	228
22-23	133	112	76	36	224	171	50-51	136	96	95	39	230	187	78-79	90	88	149	30	267	211
23-24	135	108	93	21	222	182	51-52	148	101	85	32	218	179	79-80	64	105	175	33	313	223
24-25	150	125	64	32	221	163	52-53	131	95	102	28	225	189	80-81	57	94	168	34	296	220
25-26	142	119	84	26	229	177	53-54	123	117	86	31	234	179	81-82	79	89	179	33	291	226
26-27	117	120	102	28	250	189	54-55	143	138	58	31	227	159	82-83	61	82	178	35	295	221
27-28	141	118	78	29	225	173	55-56	145	119	87	24	220	179	83-84	51	(81)	181	32	294	(227)
28-29	134	93	94	28	215	181	56-57	130	116	84	24	224	179	84-85						(> 225)
29-30	146	101	93	34	228	183	57-58	150	113	75	28	216	171	() estimés : implantation de						
30-31	134	123	81	26	230	172	58-59	145	127	62	32	221	162	Rheune en novembre 83						
														et reconstruction en novembre 84						

Remarques : (1) : période d'eau douce ; (2) : $50 \text{ m}^3/\text{s} < D < 600 \text{ m}^3/\text{s}$; (3) : $D < 50 \text{ m}^3/\text{s}$; (4) : phase de retrait de la salure ; (5) : durée totale de l'intrusion.

Tableau XV

Equivalent eau de mer pour les intrusions salines depuis 1903.

Années	Eq. 35 %	Années	Eq. 35 %	Années	Eq. 35 %	Années	Eq. 35 %
1903-1904	+ 58.42	1923-1924	47.02	1943-1944	+ 59.69	1963-1964	48.10
1904-1905	45.38	1924-1925	35.88	1944-1945	+ 68.28	1964-1965	49.80
1905-1906	34.91	1925-1926	43.95	1945-1946	+ 61.31	1965-1966	45.96
1906-1907	44.75	1926-1927	52.48	1946-1947	+ 60.28	1966-1967	46.04
1907-1908	41.04	1927-1928	40.92	1947-1948	+ 59.10	1967-1968	44.67
1908-1909	45.36	1928-1929	44.36	1948-1949	+ 63.20	1968-1969	+ 68.41
1909-1910	49.23	1929-1930	47.06	1949-1950	+ 71.09	1969-1970	+ 59.79
1910-1911	46.91	1930-1931	39.77	1950-1951	47.28	1970-1971	+ 73.72
1911-1912	55.63	1931-1932	40.39	1951-1952	41.46	1971-1972	+ 76.05
1912-1913	53.29	1932-1933	43.63	1952-1953	50.65	1972-1973	+ 75.77
1913-1914	+ 76.49	1933-1934	+ 61.68	1953-1954	44.59	1973-1974	+ 93.16
1914-1915	50.63	1934-1935	49.98	1954-1955	34.70	1974-1975	+ 83.23
1915-1916	+ 60.94	1935-1936	40.98	1955-1956	43.90	1975-1976	+ 79.89
1916-1917	+ 59.75	1936-1937	47.14	1956-1957	43.63	1976-1977	+ 79.06
1917-1918	+ 56.53	1937-1938	54.88	1957-1958	37.99	1977-1978	+114.25
1918-1919	35.48	1938-1939	52.22	1958-1959	(min) 33.23	1978-1979	+ 76.93
1919-1920	54.01	1939-1940	+ 56.67	1959-1960	49.95	1979-1980	+ 90.44
1920-1921	46.71	1940-1941	+ 64.10	1960-1961	50.70	1980-1981	+ 85.73
1921-1922	+ 61.21	1941-1942	+ 75.21	1961-1962	50.95	1981-1982	+ 92.58
1922-1923	39.78	1942-1943	+ 66.46	1962-1963	55.20	1982-1983	+ 84.95

La sécheresse des deux dernières décennies est, par sa durée, son intensité et ses conséquences sur l'intrusion océanique dans les bassins ouverts sur le domaine marin, tout à fait différente de celles des années centrées sur 1915 et 1945. Cette réduction considérable des écoulements et l'effet cumulatif sur plus de 16 ans s'est traduit par une remontée saline d'une ampleur exceptionnelle (COGELS et GAC, 1983).

Enfin, nous avons schématisé sur la figure 39, la relation entre flux d'eau douce et flux d'eau de mer en utilisant pour la représentation graphique la méthode des moyennes mobiles sur 7 ans. Les deux courbes sont symétriques de part et d'autre des valeurs moyennes (646 m³/s pour le module inter-annuel du Sénégal à Dagana, et 56,5 éq. à 35 g/l pour l'intrusion saline).

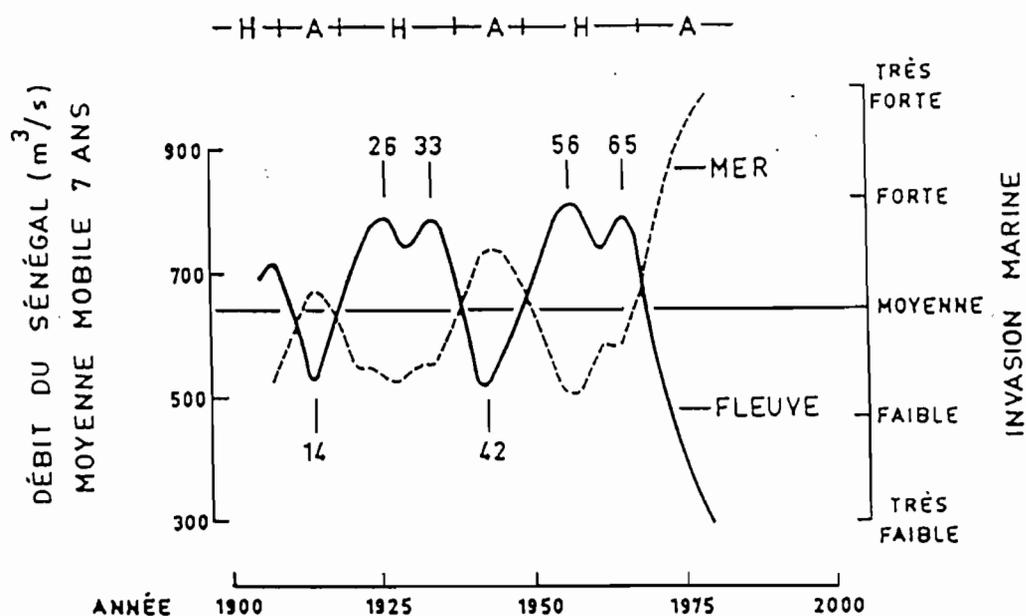


Fig. 39 - Comparaison entre les modules interannuels et l'intrusion saline.

G - QUE SERAIT 'IL ADVENU SANS RHEUNE ET DIAMA ?

En conclusion, on peut s'interroger sur les événements salins qu'aurait connus la vallée du Sénégal en l'absence de barrages. L'exemple de la Casamance, fleuve côtier du sud du Sénégal, peu anthropisé, est assez édifiant à cet égard.

La figure 40 illustre l'évolution moyenne annuelle de la salinité dans l'estuaire casamançais pour les années 1988, 1989, 1990 et 1991. La comparaison avec les données anciennes de BRUNET-MORET (1970) et plus récentes de PAGES (1991) montre que la salinité s'est accrue en tous points et que le phénomène de fonctionnement en "estuaire inverse" s'est amplifié de façon considérable.

Les fluctuations observées sont à corrélérer aux pluviométries moyennes sur l'ensemble du bassin versant qui ont respectivement été de 1080, 1095, 860 et 820 mm. Globalement dans les conditions climatiques actuelles, une réduction de l'importance des précipitations de l'ordre de 100 mm se traduit au niveau de la salinité moyenne par une augmentation de 10 g/l. Il existe un

seuil pluviométrique (qui se situerait vers 800 mm en Casamance) à partir duquel la salinité croît de façon exponentielle entre l'aval et l'amont du bassin.

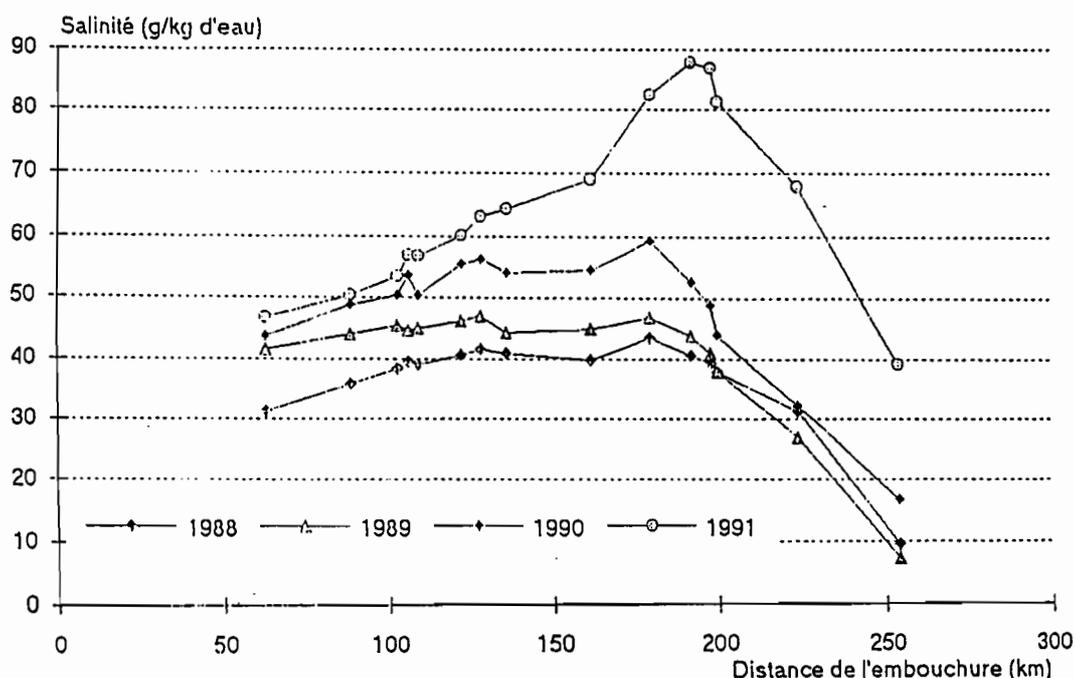


Fig. 40 - Evolution annuelle des salinités moyennes annuelles en différents sites de l'estuaire de la Casamance (1988-1991)

Pour OLIVRY et DACOSTA (1984), OLIVRY (1987), la prise en compte de la seule salinité moyenne annuelle ne rend pas compte des processus du fonctionnement hydrologique de la basse Casamance. En outre, ces auteurs ont montré qu'il n'y avait pas de relation simple entre l'évolution de la salinité et la pluviométrie de l'année correspondante et qu'il convenait de prendre en compte le cumul des pluies des années antérieures.

Le modèle de fonctionnement de l'intrusion marine en Casamance établi pour le marigot de Baïla (tributaire nord de la basse Casamance) s'appuie :

- sur l'évolution saisonnière de la salinité dans le bief soumis à l'influence de la marée, directement liée au régime des précipitations et de l'écoulement de l'année,

- sur l'évolution des concentrations maximales observées en fin de saison sèche dans le même bief, dépendant pour l'essentiel d'une composante pluriannuelle de l'évolution hydroclimatique.

Avant la période déficitaire, l'évolution saisonnière des salinités montre un gradient négatif de l'aval vers l'amont, avec augmentation des concentrations en saison sèche et éventuelle sursalure par rapport à l'océan dans la partie inférieure du bief maritime (Fig. 41 a). C'est le schéma classique observé également sur le fleuve Sénégal.

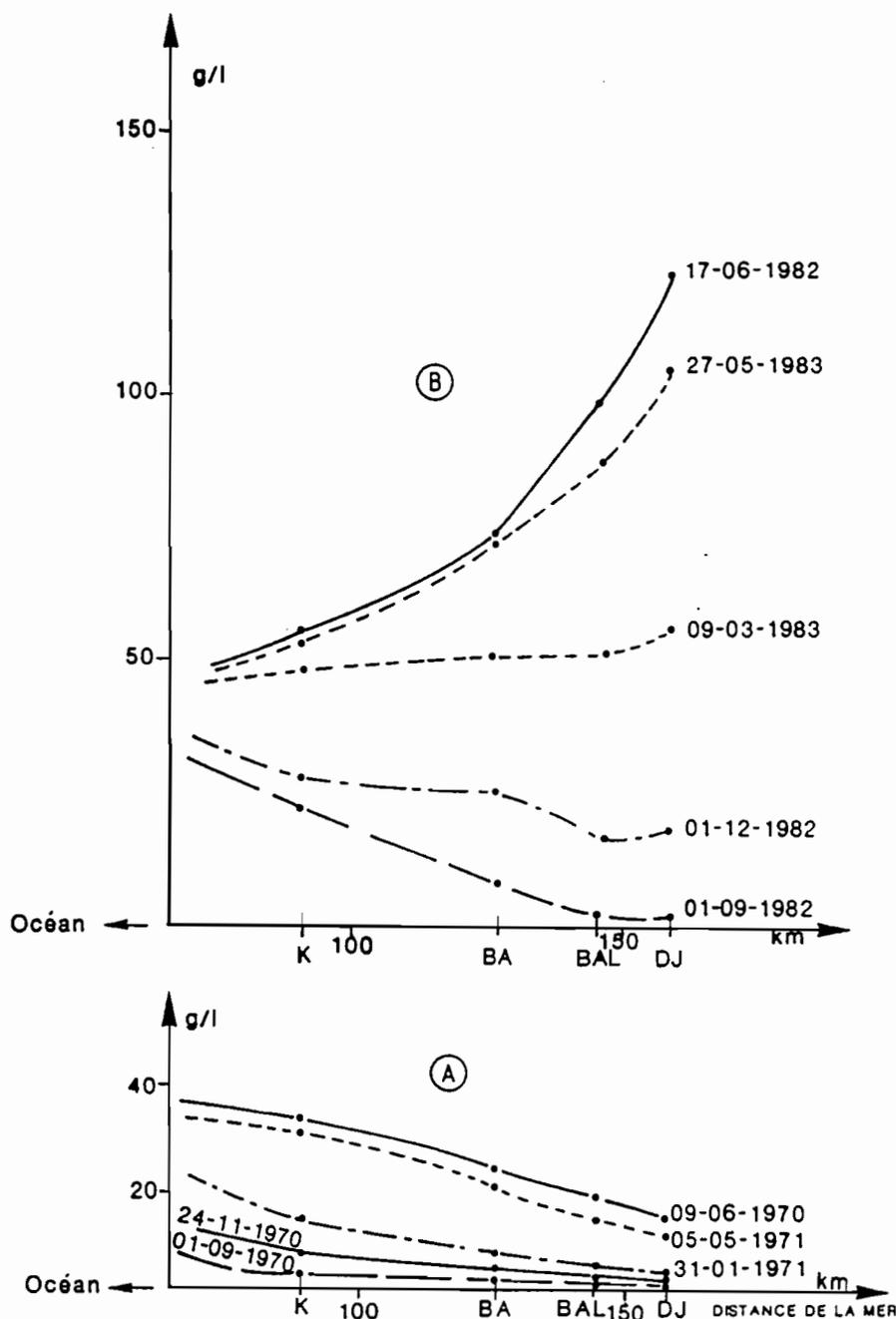


Fig. 41 - Evolution saisonnière des salinités sur le marigot de Baïlla : (a) en période normale et humide année 1970-1971; (b) en période déficitaire année 1982-1983

Dans la période déficitaire (Fig. 41 b), si le gradient de salinité peut rester négatif pendant la saison humide, il devient rapidement positif en saison sèche avec une "hypersalinisation" du bief amont (jusqu'à 150 g/l de concentration en sels). Ce mécanisme correspond au fonctionnement d'un marais salant. Le rôle plus ou moins compensateur des apports des nappes phréatiques pendant la saison sèche ayant pratiquement disparu dans la période actuelle, l'évaporation régulière des surfaces en eau appelle de l'aval vers l'amont des volumes dont la charge en sel est toujours plus importante, d'où une sursalure croissante en remontant vers l'amont.

Mais ce fonctionnement en "estuaire inverse" n'a pas suivi immédiatement l'apparition des déficits pluviométriques. La figure 42 montre qu'en 1979, près de dix ans après le début de la "sécheresse", l'évolution des concentrations maximales observées en fin de saison sèche suit

encore un gradient négatif de l'aval vers l'amont. A partir de 1980, la gradient s'inverse et le processus s'accroît rapidement dans les années suivantes. C'est donc avec un effet retard que le cumul d'années pluviométriques déficitaires a entraîné la détérioration des conditions hydrogéologiques. Ce même effet retard, dans l'éventuel retour de meilleures précipitations puis d'une recharge significative des nappes, devient un "effet mémoire" expliquant que l'on doit s'attendre à une certaine persistance de l'hypersalinisation en Casamance (OLIVRY, 1987 b).

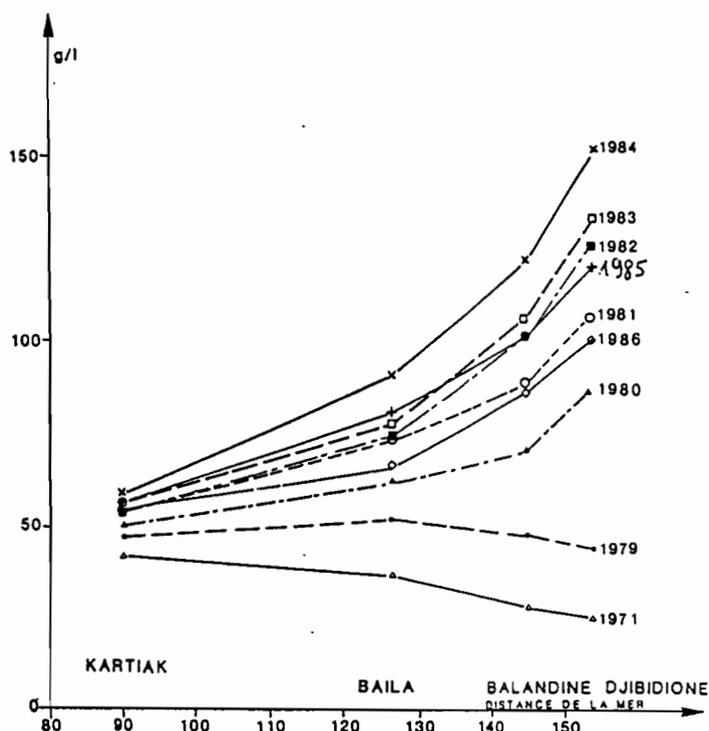


Fig. 42 - Evolution des concentrations maximales en sels observées en fin de saison sèche sur le marigot de Baïla

Le bilan hydrologique annuel de la Casamance à Ziguinchor (OLIVRY, 1987 a) montre en année normale (à 1300-1400 mm) un volume des écoulements provenant de l'amont de l'ordre de 1,4 milliard de m³ et un volume des entrées, provenant de la mer pendant la saison sèche de 0,7 milliard de m³; pendant une année très sèche (700 mm), les sorties en eau douce tombent à 0,2 km³ et les entrées marines dépassent 1 km³. Ce bilan relativise l'analogie qui peut être faite avec la basse vallée du Sénégal dont les apports amont sont bien plus considérables et dont la pluviométrie est beaucoup plus faible.

Et pourtant, en 1982 et 1983 (Figures 35 et 36) des taux de salinité supérieurs à 35 g/l ont été déjà observés pendant 2 à 3 mois (de mai à juillet) dans la basse vallée du Sénégal. Ce fonctionnement en "estuaire inverse, sur plus de 100 km, se serait certainement accéléré et aurait pris des proportions bien plus inquiétantes, en durée et en extension vers l'amont, sans la présence des barrages.

Dans le contexte de sécheresse de la région, on peut donc dire que l'aménagement du fleuve Sénégal - La construction des grands barrages de Manantali et de Diama - est arrivé à point nommé pour contrer l'invasion marine. Il reste à espérer que cette réalisation aura d'autres effets bénéfiques pour les pays riverains.

Jean Yves GAC (2 août 1993)

CHAPITRE IV

LES ECOULEMENTS DU FLEUVE SENEGAL

LES CONSEQUENCES DURABLES DE LA SECHERESSE ACTUELLE SUR L'APPAUVRISSMENT DES APPORTS DES GRANDS FLEUVES AU SAHEL

Vingt années déjà de sécheresse au Sahel !.

Depuis 1972, année qui fût en son temps considérée comme située au coeur de la troisième séquence aride du XXème siècle (après celles centrées sur 1913/1914 et 1940/1942), les crues des grands fleuves de la zone intertropicale de l'Ouest africain n'ont cessé de s'atténuer. Par exemple, depuis 20 ans, à l'exception de 1974, aucun cycle hydrologique du fleuve Sénégal n' a donné lieu à des écoulements moyens annuels excédant le module interannuel de 700 m³/s. Ce chapitre reprend, pour l'essentiel, les données acquises par les hydrologues de l'ORSTOM qui ont su avec l'aide de leurs techniciens et de leurs observateurs sur le terrain, mesurer, quantifier et mémoriser inlassablement les crues du Sénégal depuis près de 50 ans. Un hommage particulier doit être rendu à MM. ROCHETTE, CHAPERON, LERIQUE, OLIVRY, LAMAGAT et ALBERGEL. C'est à leur tenacité, à leur souci constant de pérenniser des chroniques hydrologiques fiables sur le fleuve Sénégal et à une coopération soutenue avec les Services Hydrologiques nationaux ayant en charge les réseaux hydrométriques du Sénégal et du Mali que l'on doit de pouvoir disposer aujourd'hui de la plus longue série d'observations (après celle du Nil) sur un cours d'eau d'importance régionale du continent africain.

Notre intérêt, dans le cadre du projet EQUASEN sur l'environnement et la qualité des eaux du fleuve Sénégal, c'est naturellement de pouvoir établir, à partir du volume des écoulements, des bilans quantitatifs sur l'érosion mécanique et l'altération chimique (chapitre V) au niveau du haut bassin du fleuve Sénégal. De ces deux processus concurrentiels dépend toute la dynamique des paysages dans cette région de la zone intertropicale. Les données présentées proviennent en majeure partie du Département d'Hydrologie de l'ORSTOM à l'exception des informations acquises au cours des 13 campagnes successives (de juin à octobre) de mesures quotidiennes des transports solides (de 1979 à 1992) sur le fleuve Sénégal à Bakel.

On admet communément qu'un cycle hydrologique se déroule entre deux périodes de basses eaux. Sa durée est cependant variable puisqu'elle est liée au régime annuel des précipitations. Lorsque la saison des pluies commence tardivement et que les pluies sont peu abondantes, le cycle hydrologique peut, par suite d'un tarissement précoce s'achever en 11 voire 10 mois. Inversement l'arrivée précoce des pluies et une importante réalimentation des réserves souterraines peuvent se traduire par un cycle hydrologique plus long qu'une année civile. Pour plus de commodité, l'extension du cycle hydrologique a été fixée à la période allant du 1er juin au 31 mai de l'année suivante.

Les écoulements sont quantifiés depuis le début du siècle. La sécheresse actuelle considérée comme "*une situation normale*" à l'échelle d'une génération permet d'ouvrir le débat sur l'appauvrissement durable des ressources en eau et "*sur la possibilité qu'il demeure une constante de l'hydrologie régionale jusqu'à l'aube du XXIème siècle*" (OLIVRY, 1992).

I LES ECOULEMENTS DU SENEGAL

A - LES REGIMES DU FLEUVE SENEGAL

Dans le bassin versant supérieur du Sénégal, limité à la station de Bakel, trois régimes hydrologiques du fleuve se succèdent : le régime tropical de transition, le régime tropical pur et le régime sahélien (FRECAUT et PAGNEY, 1982).

Le régime tropical de transition concerne une superficie de 28.000 km² (soit 13 % de la surface du bassin) où la pluviosité annuelle est supérieure à 1.200 mm. Il affecte les trois branches mères du fleuve (Fig. 1) : les 2/3 du cours du Bafing, les 2/5 de la Falémé et le cours supérieur du Bakoye . C'est un régime caractérisé par des variations brutales des écoulements et une très grande irrégularité dans la date d'apparition des maxima et des minima mensuels.

Le régime tropical pur se différencie du précédent par une saison des hautes eaux moins longue. Il concerne une superficie de 108 000 km² (soit 50 % du bassin versant) et s'étend sur le bassin inférieur du Bafing, les 3/5 de la Falémé, le Bakoye et l'intégralité de son affluent le Baoulé.

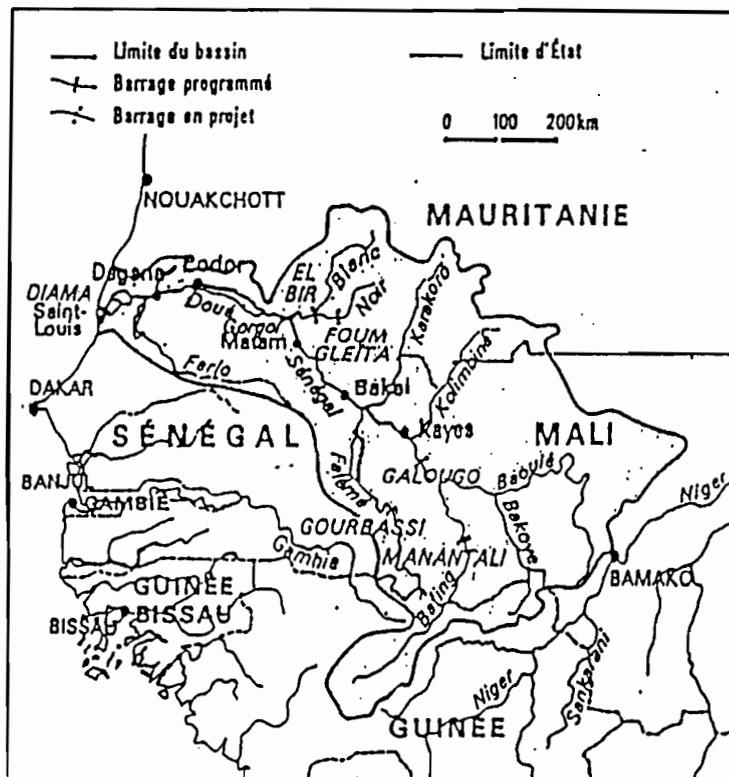


Fig. 1 - Le bassin versant du Sénégal

Le régime sahélien caractérise toute la zone du bassin où la pluviosité est inférieure à 700 mm. Il concerne la totalité des bassins de la Kolimbiné et du Karakoro. Les écoulements deviennent de plus en plus sporadiques au fur et à mesure que l'on s'éloigne vers le Nord. Notons que l'augmentation très importante de la superficie théorique du bassin versant qui en résulte, réduit singulièrement les débits spécifiques.

En fait l'influence de la zone sahélienne est négligeable. Elle a simplement pour effet de freiner très légèrement l'amortissement de la crue entre Galougo/Gouina et Bakel et d'augmenter probablement l'irrégularité interannuelle en apportant un volume notable en année de très forte hydraulité sur la zone sahélienne et pratiquement des écoulements nuls en année sèche (RODIER, 1964). L'influence de la zone tropicale de transition est également de peu d'importance : les apports précoces de cette zone arrivent en juin et juillet à Bakel en même temps que l'écoulement provenant des premières crues de la zone tropicale qui les estompent. Ils ne conduisent qu'à un léger renforcement du débit d'étiage, surtout en année moyenne ou abondante. Le régime à Bakel correspond donc au régime tropical pur à condition de rapporter les débits à une superficie de l'ordre de 135 000 km², partie réellement active du bassin (RODIER 1964).

B - HISTORIQUE DES OBSERVATIONS SUR L'IMPORTANCE DES ECOULEMENTS DU FLEUVE SENEGAL

1. Avant le XX^{ème} siècle

Avant 1901, aucune station d'observation des hauteurs d'eau n'était implantée sur le fleuve Sénégal. De nombreux documents historiques et d'anciennes cartes géographiques permettent cependant d'esquisser dans ses grandes lignes le régime des écoulements du fleuve avant le XX^{ème} siècle.

Les récits des voyageurs confirment au XVII^{ème} siècle l'importance des hautes eaux, des crues et des débordements du fleuve Sénégal.

Dès 1638, date de l'installation des Français dans l'île de Baba Guèye située à proximité de l'embouchure du fleuve, ROCHEFORT signalait que " *les débordements du fleuve étaient si grands que leurs habitations étaient pleines d'eau jusqu'au premier étage...*".

De nombreux hauteurs contemporains tels HENRY (1918), TROCHAIN (1940), et PAPY (1951) en dépouillant les archives sur l'importance de l'intrusion de la mer dans la basse vallée du Sénégal (voir GAC et al. 1982, 1990) ont pu établir qu'il n'était pas nécessaire de remonter très à l'amont du fleuve pour trouver de l'eau douce pendant la saison sèche. On en conclut que les crues devaient être suffisamment importantes pour achever leur cycle annuel sur des étiages conséquents qui annihilèrent la remontée des eaux marines en domaine continental.

Les témoignages sont concordants : les bateaux-citernes, chargés du réapprovisionnement en eau douce de la ville de Saint-Louis, ne remontaient pas au-delà du village de Richard Toll situé à 170 km de l'embouchure du fleuve. Les travaux d'aménagements entrepris en 1859 par Faidherbe sur le Kassack (défluent de la basse vallée) pour constituer une réserve d'eau douce furent emportés par la crue. Vers 1860, le lieutenant de vaisseau BRAOUZEC, navigua à bord d'une canonnière sur les terres inondées du Fouta Ferlo; à la suite de ce voyage, on conçut même le projet de "gagner la Gambie par le lac de Gulers et la vallée du Ferlo".

Les débordements étaient parfois tellement importants que les eaux du fleuve se répandaient fort loin en Mauritanie.

DURAND (1875) rapporte " *qu'entre le cap Mirlick et la petite île de Tider, à 18 lieues environ d'Arguin, on voyait l'embouchure de la rivière St Jean grossie par les eaux du Sénégal*".

GALLIENI, en 1879, notait l'importance de l'inondation dans le Walo. La crue de 1890 fut tellement forte que le Sénégal gonflé par des précipitations abondantes déborda dans toutes les directions. Le colonel FREY signale que cette année-là, " *la ville de Saint Louis se trouva en partie submergée et que dans cette nouvelle Venise, la circulation n'était possible qu'à l'aide de bacs ou de pirogues*". Selon DUCHEMIN (1951), " *l'eau de cette année (1890) aurait atteint les salines de Nouaremach situées à 100 km de Nouakchott*". Selon une autre version, l'eau du Sénégal serait remontée jusqu'à Tirvourvour et aurait rejoint par la vallée de l'Oued Targa les eaux qui descendaient de l'Adrar.

En 1906, le capitaine VALLIER après plusieurs séjours dans le Ferlo commentait les événements de 1890 en ces termes " *Tout en un mot... donne l'impression qu'à une époque récente, la Sénégambie devait être un vaste delta où un volumineux fleuve épandait ses eaux que charriaient des artères secondaires et dont nos vallées d'érosion actuelle seraient le tracé persistant*".

La période allant du XVII^{ème} au XX^{ème} siècle a donc été caractérisée par des précipitations abondantes et des écoulements importants. Au XIX^{ème}, par exemple les grandes crues répertoriées sont celles de 1827, 1841, 1843, éventuellement 1854 et 1855 (selon les documents historiques du chapitre I), 1858, 1866, 1871, (1875 ?) et 1890.

Cette dernière est particulièrement connue grâce aux travaux de DUCHEMIN (1951) et l'enquête administrative dont le rapport figure aux J.O. du Sénégal (année 1890, n° des 9 et 30 octobre) où il fait mention d'une crue supérieure à celle de 1906. Il y a cependant eu quelques séquences sèches mais elles avaient vraisemblablement un caractère d'aridité moins prononcé que celles de notre époque.

Tout semble concorder pour affirmer qu'un profond bouleversement climatique est intervenu à la fin du siècle dernier. Selon HURST (1954) *in* PARIS-TEYNAC (1962), les écoulements du Nil se sont réduits de 30 % passant de 110 milliards de m³ (débit moyen annuel de 1870 à 1898) à 83 milliards de m³ (de 1899 à 1952). Le lac Tchad a vu sa superficie se réduire considérablement (THILO, 1910). L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal a pris des proportions inquiétantes. On peut s'interroger avec GIRAUD (1951), COGELS et GAC (1982) sur les raisons profondes de ce bouleversement et sur le caractère irréversible ou transitoire de cet événement.

Les causes éventuelles du changement de régime au début du XX^{ème} siècle ont été évoquées par KANE (1985) : diminution récente des précipitations, accélération de la vitesse des crues, déboisement, défoncement du seuil de Faff (Bancal, 1924 *in* GAC et al. 1990).

Pour le fleuve Sénégal, elles se sont traduites par des modifications de l'importance des crues et des modalités de leur écoulement.

En conclusion de ses travaux sur les débits du Nil, du Niger et du Sénégal, PARIS-TEYNAC (1962) affirmait " *Il peut être présumé que la fin du XX^{ème} siècle connaîtra à nouveau une époque de forte hydraulité, époque comparable peut-être à celle enregistrée en Afrique à la fin du siècle dernier. Pour les années proches à venir, le graphique du fleuve Sénégal nous indique, comme celui du fleuve Niger d'ailleurs (Fig. 2), une série probable de faible hydraulité (après 1965)* ".

Pour l'instant, la seconde affirmation de PARIS-TEYNAC sur un futur épisode aride à venir après 1965 s'est vérifiée, même si l'expression employée "d'années proches" ne s'applique pas tout à fait aux deux décennies passées de sécheresse. Quant à un retour à des conditions plus humides avant la fin du siècle, il ne reste qu'à le souhaiter pour toutes les populations sahéliennes et à...espérer !.

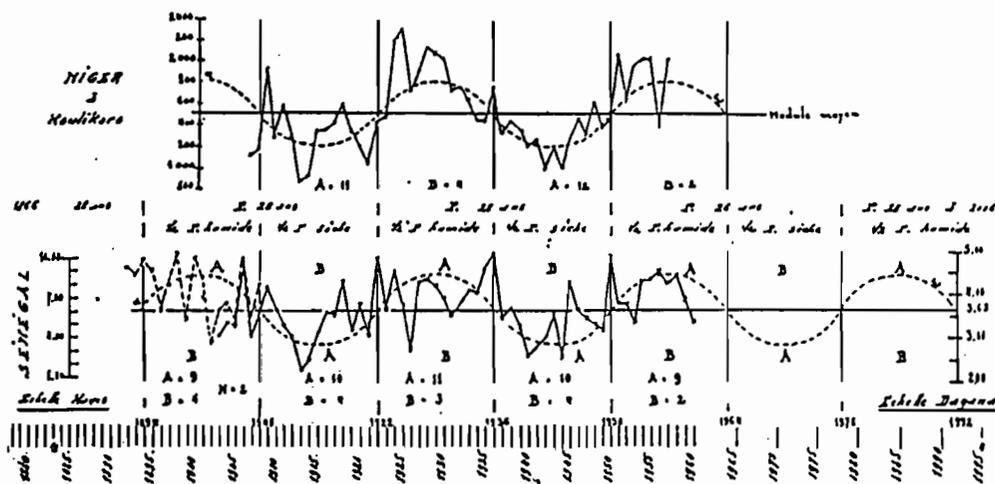


Fig. 2 - Variations annuelles du Niger et du Sénégal (selon PARIS-TEYNAC, 1962)

2. Au cours du XX^{ème} siècle

Selon ROCHETTE (1974) " Commencées au début du siècle pour les besoins de la navigation, les observations limnimétriques du bassin du Sénégal se sont progressivement développées pour des besoins plus diversifiés (projets hydroélectriques, irrigation, prévisions de crues ...). Elles ont connu d'assez nombreuses vicissitudes, du fait notamment de la détérioration des échelles limnimétriques et de leurs remplacements successifs avec des calages mal connus. Une abondante documentation hydrologique s'est ainsi accumulée pendant un demi-siècle, mais des lacunes et imprécisions multiples la rendaient difficilement exploitable pour les projets d'aménagement hydraulique".



Il aura fallu près de trois ans aux hydrologues de l'ORSTOM pour classer, vérifier, valoriser au maximum toute la documentation hydrologique contenue dans des archives disparates et aboutir à la Monographie hydrologique du bassin du fleuve Sénégal. L'édition définitive de cet ouvrage de référence publiée, en 1974, par ROCHETTE fait toujours autorité. L'installation d'une échelle limnimétrique à Bakel remonte à 1901. Elle était située en rive gauche au pied du poste fortifié bâti sur un éperon rocheux (Fig. 3 a, b).

Fig. 3 a - Carte schématique de balisage établie pour le fleuve Sénégal par FROMAGET (1908). Agrandissement de la planche XLVII correspondant au secteur de Bakel et à la portion du cours d'eau située entre les km 785 et 795 (de Tuabo à Bakel).

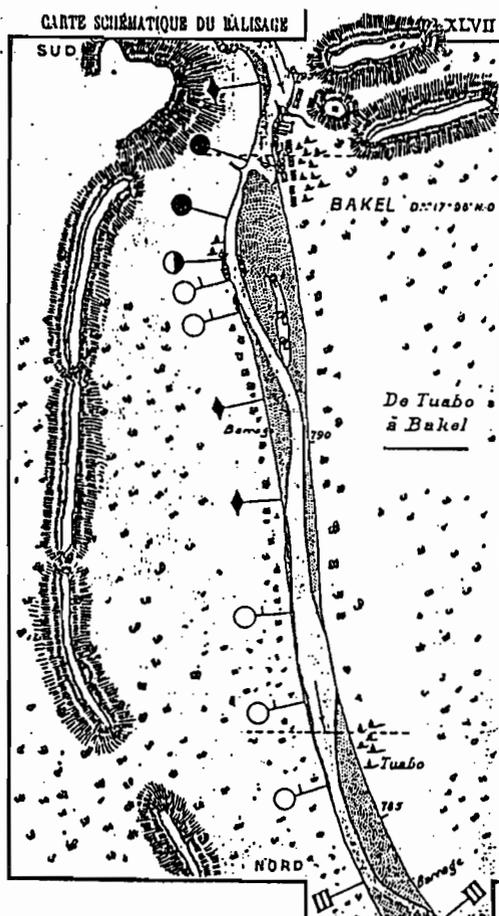


Fig. 3 b - Planche XLVII de la carte schématique du balisage du fleuve Sénégal établie par FROMAGET (1908). L'échelle de crue indiquée par () se situe au pied et en aval du fort. On remarquera, essentiellement en rive droite les signaux et amers du balisage du chenal : disque blanc (passer à 100 mètres), disque noir et blanc (passer à 75 mètres), disque noir (passer à 50 mètres) et losange noir (se tenir au milieu du fleuve).

Cette échelle a été observée jusqu'en 1951. Dans son étude critique des informations recueillies, ROCHETTE (1974) abouti à la conclusion " *que pendant près de 50 ans l'échelle n'a pas subi de modifications* ". La seconde échelle installée 50 m en aval de l'ancienne est encore en parfait état et lue deux fois par jour. Les relevés sont sûrs et complets. Depuis 4 ans les observations de terrain sont couplées, à des enregistrements par balise argos et transmises par satellite.

C - L'ABONDANCE FLUVIALE A BAKEL

De tous les fleuves sahéliens, le Sénégal est celui qui dispose de la plus longue série d'observations. A Bakel, l'information est complète depuis 1903 (ROCHETTE, 1974; OLIVRY 1982, 1983 c; SOW, 1984; ORANGE, 1986; GAC et KANE 1986; ORANGE 1990). Cette station a une situation géographique très favorable, se situant en aval de la confluence de tous les affluents du haut bassin avec le bras principal.

1. Bilan annuel des écoulements et variabilités interannuelle, mensuelle et journalière

Depuis le début du siècle (1903/1904 à 1992/1993), le module moyen annuel à Bakel est de 696 m³/s , représentant un écoulement moyen annuel de 22.milliards de m³; 94 % de cet écoulement transite de juillet à novembre (Tableau I).

Tableau I

Débits moyens mensuels et interannuels du Sénégal à Bakel (en m³/s)
Périodes 1903/1992 - 1972-1992 et 1979-1992

Périodes	1903-1992	1972-1992	1979-1992
Juin	94	36	25
Juillet	546	370	325
Août	2146	1297	103
Septembre	3061	1673	145
Octobre	1476	751	607
Novembre	508	267	191
Décembre	220	93	65
Janvier	122	48	36
Février	71	26	23
Mars	41	16	20
Avril	19	8	12
Mai	12	11	16
Module	696	384	319

L'irrégularité des écoulements constitue la caractéristique principale des fleuves tropicaux. Depuis 1903, les débits moyens à Bakel ont varié dans un rapport de 1 à 6 (Tableau II a, b). Les valeurs maximales ont été observées au cours des cycles hydrologiques 1967/1968 (1327 m³/s) et 1924/1925 (1281 m³/s). Les écoulements les plus faibles ont été enregistrés au cours des cycles 1984/1985 (218 m³/s) et 1983/1984 (220 m³/s).

Tableau II a

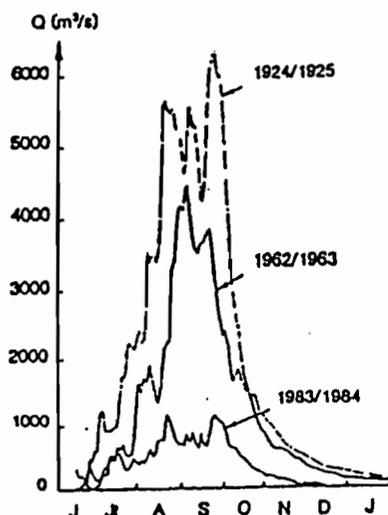
Débits moyens mensuels et annuels du Sénégal à Bakel (m³/s)
(1903 à 1948)
(mm3, mm5, mm7 : moyennes mobiles sur 3, 5 et 7 ans)

ANNEE	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Q An.	mm 3	mm 5	mm 7
1903-04	120	746	1937	2535	1060	476	202	124	74	40	15	10	614			
1904-05	30	719	2655	3166	1127	586	274	142	85	50	22	10	742	744		
1905-06	236	977	2735	2303	2342	1072	375	193	111	64	30	15	877	951	802	
1906-07	143	1174	5751	4218	1618	838	467	250	140	80	40	10	1235	885	835	816
1907-08	120	590	960	2177	1311	619	340	185	110	62	28	10	544	852	871	824
1908-09	81	822	2275	3720	1390	500	235	130	75	42	18	10	777	747	830	796
1909-10	286	992	3083	4201	1308	591	255	140	83	46	20	10	921	791	692	752
1910-11	120	590	2233	2942	1231	472	215	120	70	38	16	10	674	713	697	615
1911-12	120	590	1538	2401	939	432	220	125	72	38	16	10	543	595	596	601
1912-13	120	590	1471	2352	1298	436	230	135	78	43	18	10	567	462	502	575
1913-14	120	336	724	936	687	251	121	64	30	10	4	10	276	431	486	543
1914-15	120	590	1323	1477	1036	360	200	115	70	40	16	10	449	440	517	540
1915-16	90	653	1956	2418	1225	350	190	105	62	34	12	5	595	580	534	630
1916-17	4	726	1826	3301	1603	400	210	120	70	38	16	10	696	648	713	624
1917-18	20	294	2173	3458	1145	330	185	100	58	32	11	10	653	840	729	706
1918-19	200	883	3633	5322	2556	647	335	202	122	65	30	10	1171	784	780	704
1919-20	140	404	1704	2221	1029	356	210	115	70	38	15	10	528	850	727	793
1920-21	120	540	2690	4315	1287	604	290	160	95	52	23	10	850	603	840	801
1921-22	120	396	1201	2100	740	270	150	90	50	26	10	10	431	833	757	891
1922-23	40	411	3415	6569	2724	777	316	158	95	53	23	10	1218	802	907	844
1923-24	90	646	1808	3764	1437	741	272	138	80	44	19	10	755	1085	906	844
1924-25	144	1440	4147	5530	2403	804	384	210	125	70	32	14	1281	960	925	878
1925-26	103	408	2332	3293	2458	768	325	185	110	65	30	10	844	884	900	949
1926-27	140	507	1607	1785	973	728	270	130	76	43	18	10	526	821	935	907
1927-28	120	772	2967	4745	2743	885	380	205	120	70	32	10	1091	849	862	919
1928-29	50	356	3146	4693	1683	699	241	130	77	39	15	10	930	981	862	843
1929-30	300	885	3074	4512	1327	434	217	123	71	38	15	10	920	897	906	833
1930-31	170	649	2621	3412	1929	608	290	167	97	58	25	10	840	836	842	879
1931-32	170	976	1771	2777	2080	552	270	155	90	50	22	10	747	787	827	825
1932-33	130	780	2859	3138	1371	445	227	130	75	43	19	10	773	791	786	859
1933-34	153	1149	3423	3564	1076	386	200	115	68	35	12	10	854	780	851	905
1934-35	20	270	2501	3503	1311	440	220	130	75	43	19	10	714	911	950	878
1935-36	120	896	4269	4971	2450	630	265	152	88	50	20	10	1166	1041	925	888
1936-37	85	620	4714	5825	2210	708	335	172	103	61	25	10	1244	1019	918	858
1937-38	120	408	1795	3084	1348	504	230	130	75	41	17	10	648	903	888	799
1938-39	120	494	1901	4065	1850	794	270	150	88	48	21	2	818	677	743	757
1939-40	28	368	1992	2071	1362	435	220	125	72	40	16	10	565	608	578	653
1940-41	50	212	1342	1381	1288	525	200	120	68	38	15	10	440	474	536	571
1941-42	120	339	1158	2115	740	247	130	75	44	19	6	10	418	432	506	525
1942-43	120	385	1896	1715	539	266	140	80	45	25	8	10	438	508	459	547
1943-44	120	366	1867	2951	1801	443	195	110	65	35	14	10	667	479	565	574
1944-45	120	225	814	1444	663	339	160	95	55	28	10	10	331	656	632	607
1945-46	120	396	3450	4886	1854	463	195	110	65	35	14	10	969	685	679	630
1946-47	120	379	2600	2989	1819	580	240	130	75	41	17	10	754	799	661	635
1947-48	120	343	1877	3418	1516	396	180	105	60	32	12	5	674	667	689	701

Tableau II b

Débits moyens mensuels et annuels à Bakel (m3/s)
(1948-1992)
(mm3, mm5, mm7 : moyennes mobiles sur 3, 5 et 7 ans)

ANNEE	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Q An.	mm 3	mm 5	mm 7
1948-49	31	607	1863	2630	967	398	167	105	60	32	12	5	575	574	721	776
1949-50	9	335	2111	1905	794	216	123	73	42	20	10	5	473	726	741	742
1950-51	3	65	3092	5963	3041	778	305	152	85	42	14	4	1131	820	753	726
1951-52	57	395	1473	2332	3643	1437	423	215	125	64	27	5	854	905	766	785
1952-53	23	539	1428	2519	3098	597	246	134	71	36	17	4	731	742	889	856
1953-54	103	818	1607	2924	1250	464	219	139	80	40	14	13	641	820	878	928
1954-55	253	1012	4166	4394	1624	689	397	197	114	66	41	31	1087	934	902	915
1955-56	209	648	3672	4149	2596	777	347	204	118	68	33	14	1075	1046	964	942
1956-57	41	506	2305	5421	2159	636	287	167	98	58	23	8	977	1030	1044	953
1957-58	218	623	2725	4339	2900	943	251	197	116	66	31	18	1039	1020	989	951
1958-59	176	579	4098	3969	1887	796	446	239	138	82	39	19	1044	964	899	932
1959-60	165	597	2596	4087	1242	489	224	125	76	41	17	7	807	826	894	890
1960-61	82	812	1830	2481	1309	504	214	118	74	40	17	5	627	796	843	847
1961-62	105	821	3000	5249	1328	458	207	120	73	39	13	4	953	788	769	840
1962-63	86	536	2326	3657	1626	598	263	137	85	42	18	10	784	803	805	844
1963-64	9	508	1674	2741	1973	635	231	127	71	36	14	3	671	815	894	880
1964-65	173	633	2066	5841	1934	581	286	166	103	56	25	11	990	911	916	980
1965-66	87	522	3467	5453	1993	652	290	205	112	49	16	4	1073	1041	1024	913
1966-67	81	441	1739	3534	5029	1033	381	208	115	54	15	4	1059	1153	988	936
1967-68	99	695	3068	6763	3426	919	409	254	157	76	24	6	1327	959	978	933
1968-69	78	515	1257	2238	1038	358	201	98	45	15	3	1	489	919	894	896
1969-70	49	847	2100	3881	2549	1131	365	186	97	40	12	3	942	695	828	788
1970-71	21	358	2775	3052	951	337	168	86	42	15	4	2	654	774	626	700
1971-72	2	584	3266	3272	973	310	151	72	35	11	3	1	727	566	617	626
1972-73	57	349	978	1315	590	259	131	61	28	8	3	3	317	496	591	643
1973-74	125	394	2109	1711	588	216	88	42	19	6	2	1	444	525	581	575
1974-75	4	745	3518	3394	1381	367	155	73	37	15	4	2	813	621	529	527
1975-76	0	558	1553	3267	1201	380	162	77	38	14	3	1	606	627	529	495
1976-77	4	490	1456	1147	1145	875	226	109	51	21	6	2	464	463	541	494
1977-78	2	240	829	1640	759	214	74	36	13	3	1	1	319	429	440	486
1978-79	8	359	1764	1858	1314	462	153	73	32	9	2	1	506	376	396	431
1979-80	45	311	983	1276	569	282	104	45	17	4	1	0	304	400	389	388
1980-81	22	317	1545	1941	484	194	89	38	15	4	1	0	389	373	386	353
1981-82	29	454	1858	1710	658	224	90	43	19	4	1	0	427	374	329	339
1982-83	0	235	1132	1376	559	222	81	37	14	3	1	0	306	318	312	317
1983-84	78	380	682	817	434	139	54	24	8	2	1	0	220	248	305	323
1984-85	38	470	758	571	540	137	50	17	5	2	1	0	218	265	289	299
1985-86	0	391	1414	1651	562	155	56	19	9	3	1	0	357	306	272	299
1986-87	0	267	705	1874	850	264	90	38	16	7	3	1	343	307	313	311
1987-88	0	124	496	938	642	130	61	80	54	51	4	60	221	331	349	314
1988-89	104	328	929	2835	701	90	22	8	10	34	35	39	428	348	324	346
1989-90	103	275	1297	1797	773	246	40	27	47	49	30	33	394	352	344	
1990-91	60	348	647	678	514	211	44	56	60	72	62	58	235	357		
1991-92	46	306	1149	1428	927	349	171	92	134	233	220	211	441			
1992-93	265	496	413	1720	410	396	148									
Moy.	94	546	2146	3061	1476	508	220	122	71	41	19	12	696			



L'hydrogramme annuel est toujours monomodal, avec en général, un seul épaulement en août et septembre et une longue courbe de tarissement d'octobre à mai, quelle que soit l'hydraulicité de l'année considérée. La figure 4 représente trois hydrogrammes de crue types du fleuve Sénégal à Bakel : 1924/25 (crue forte), 1962/63 (crue moyenne) et 1983/84 (crue la plus faible du siècle).

Fig. 4 - Hydrogrammes de crue types du fleuve Sénégal à Bakel.

A l'irrégularité interannuelle s'ajoute celle des débits moyens mensuels. Les plus importants débits moyens mensuels ont été observés en septembre 1967 (6763 m³/s) et septembre 1922 (6569 m³/s); les plus faibles lors des étiages prononcés des dernières années (0,05 m³/s en mai 1984 et 0,16 m³/s en mai 1985). La plus forte cote (13,28 m) a été enregistrée le 24 août 1906; elle correspond à un débit journalier extrême de 8114 m³/s (LAMAGAT, 1986).

2. Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle

De nombreux auteurs ont étudié les variations du débit moyen annuel du fleuve Sénégal à Bakel (SIRCOULON, 1976 et 1985; FAURE et GAC, 1981; PALUTIKOF et al. 1981; OLIVRY 1983; GAC et FAURE 1987; PROBST et TARDY, 1987; ORANGE 1990). Depuis 1968, à l'exception de trois années (1969, 1971 et 1974), toutes les années sont largement déficitaires par rapport à la moyenne quasi-séculaire (Fig. 5 et 6).

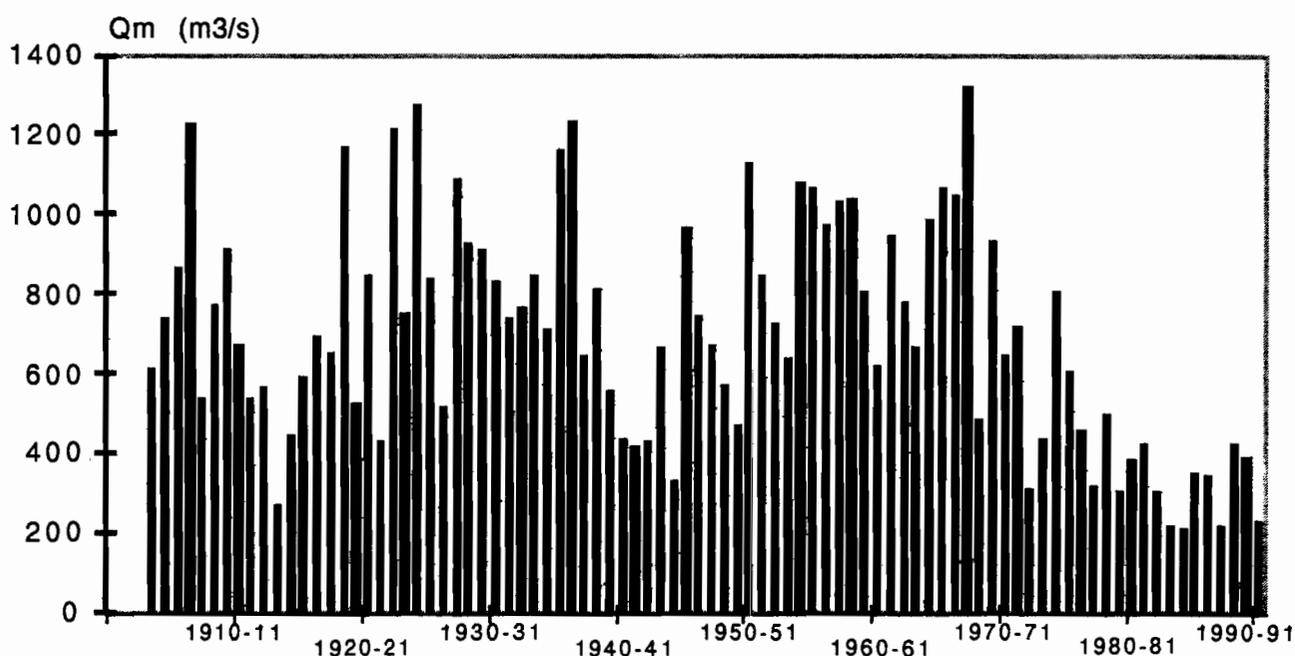


Fig. 5 - Evolution des modules du Sénégal (en m³/s) de 1903/04 à 1990/91.

Le déficit a atteint son maximum lors des cycles hydrologiques 1983/84 et 1984/85 (70 % de déficit). Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle illustrée par la figure 6 apparaît aussi en dressant la liste des dix modules moyens annuels (en m³/s) les plus faibles depuis le début des observations : 1984, 1983, 1987, 1990 (crue artificielle), 1913, 1979, 1982, 1972, 1977, 1986, 1985. Parmi les dix années les plus déficitaires figurent six années consécutives de la dernière décennie.

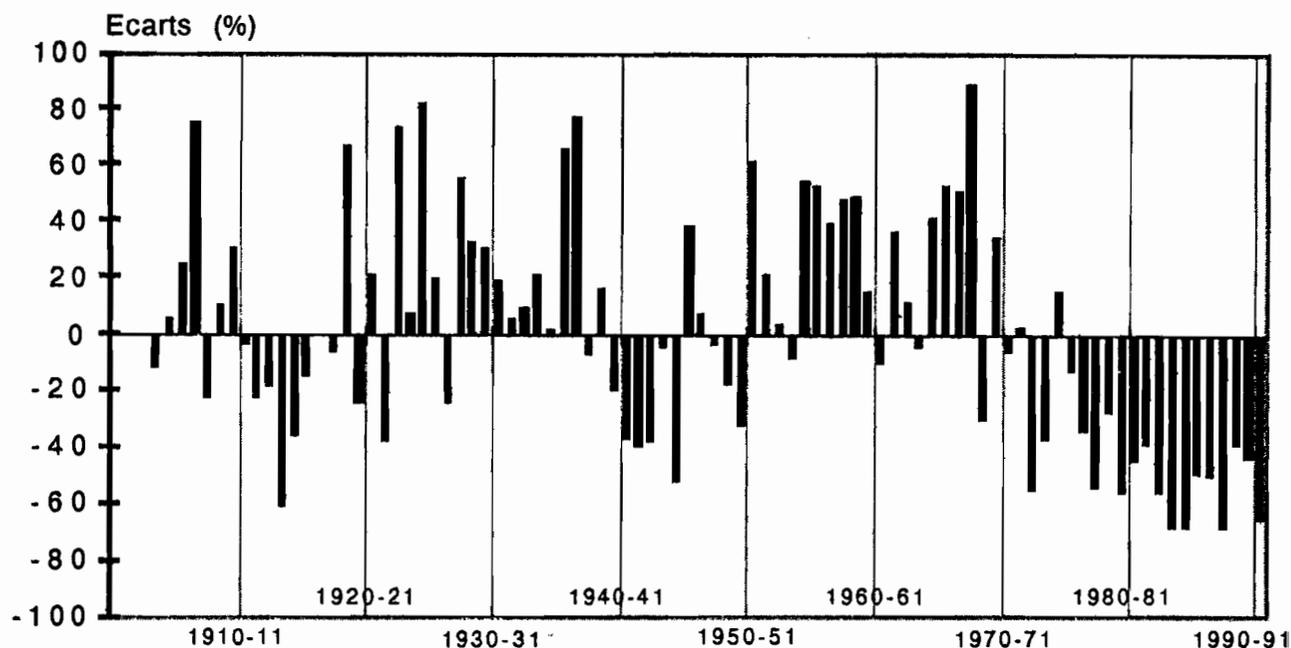


Fig. 6 - Excédent et déficit d'écoulement annuel par rapport au module moyen interannuel ($Q_m = 696 \text{ m}^3/\text{s}$). Evolution en % du rapport $\frac{Q_i - Q_m}{Q_m}$ (Q_i débit moyen de l'année i).

3 - Les cycles hydrologiques de 1979 à 1992

Ces 13 cycles hydrologiques ont été étudiés en détail. Ils correspondent aux 13 années successives de mesure en continu des processus d'érosion mécanique et d'altération chimique sur le haut bassin du fleuve Sénégal. Deux périodes sont distinguées : 1979-1986 (écoulements naturels) et 1986-1992 (crues artificielles après la mise en fonction du barrage de Manantali en novembre 1987).

a) de 1979/80 à 1986/87

Tous les ans, un premier écoulement fugace (fortement turbide) annonce l'arrivée réelle de la crue qui survient une quinzaine de jours plus tard. Ensuite la montée des eaux, lente en juillet, s'accélère brutalement en août: elle coïncide avec les premières grandes pluies; le lit mineur se remplit et les bras secondaires sont submergés. C'est la période de crue. Le retrait des eaux s'amorce en octobre et, dans tous les cas, il est très rapide. Le véritable tarissement commence début novembre et se prolonge jusqu'en mai.

En 1983/84, 1984/85, la montée des eaux est pratiquement inexistante, les hydrogrammes sont tronqués: il n'y a pas de crue véritable. D'autre part, la sévérité des étiages traduit le très grand épuisement des nappes phréatiques. L'étiage absolu a été atteint à Bakel en 1980, 1981, 1982, 1984 et 1985; le fleuve Sénégal ne s'était précédemment tari qu'en 1902, 1913, 1950 et 1974. On peut également souligner la rapidité de la décrue quelque soit l'hydraulicité de l'année et la faiblesse des débits de pointe de crue (de 3141 m³/s en 1980 à 882 m³/s en 1984 qui ne représentent respectivement que 65 % et 20 % du débit de pointe d'une

année moyenne). Sur l'ensemble de la période d'observation, le maximum de la crue de 1984 constitue l'unique débit de pointe de crue à avoir été inférieur à 1000 m³/s.

Le module moyen de 1979/80 à 1986/87 s'élève à 319 m³/s, soit seulement 45 % du module interannuel observé pendant près d'un siècle. La répartition des débits au cours de l'année hydrologique reste cependant sensiblement la même : les mois de juillet, août, septembre, octobre et novembre voient encore transiter 95 % de l'écoulement annuel. Dans ce contexte d'aridité on distingue : deux cycles secs (1983/84 et 1984/85), quatre cycles moyens (1979/80, 1982/83, 1985/86 et 1986/87), deux cycles pseudo humides (1980/81 et 1981/82).

Cette période allant de 1979 à 1986 constitue un remarquable épisode dans la chronique des événements hydrologiques depuis le début du siècle. Elle a vu se succéder, en un laps de temps très court, les quatre modes climatiques majeurs et leurs possibles variantes définies par CITEAU et al. (1984), CITEAU et CARN (1986), CITEAU et al. (1989), ORANGE (1990) : les climats chauds ou froids, secs ou humides. Ils sont caractérisés à partir de quatre paramètres hydroclimatiques : le débit du fleuve, la température de l'air et de l'eau du fleuve, la pluviosité. Si le débit d'un cours d'eau à son exutoire est une mesure qui intègre toute la "respiration hydrologique" de l'épiderme du bassin versant, en revanche les paramètres (températures et pluies) sont des données ponctuelles qui expriment l'état climatique à l'exutoire.

L'évolution interannuelle des paramètres hydroclimatiques du bassin versant du Sénégal est illustrée par la figure 7 et les données chiffrées correspondantes sont données dans le tableau III.

Tableau III

Moyennes annuelles des quatre paramètres hydroclimatiques
(Q en m³/s, P en mm, T_A et T_E températures de l'air et de l'eau en °C)

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Q	309	409	426	307	221	218	356	341
P	409	411	533	574	402	251	533	469
T _A	30.2	30.0	29.8	29.1	31.4	31.1	30.7	30.5
T _E	28.7	28.3	27.1	26.4	26.9	27.8	26.1	26.7

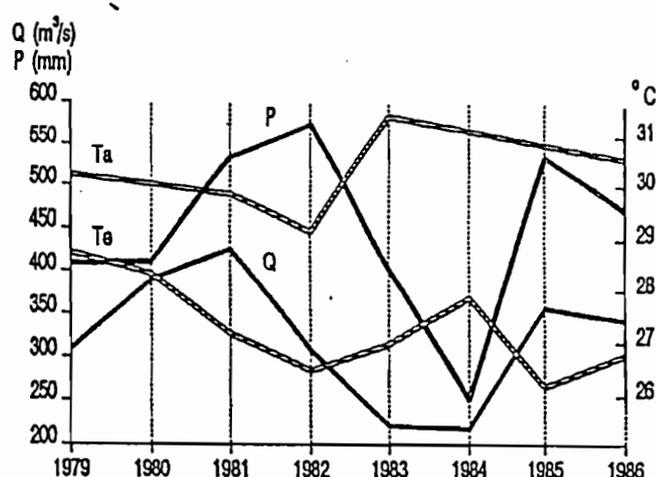


Fig. 7 - Evolution interannuelle des paramètres hydroclimatiques

Année 1979: année moyenne normale (sèche froide)

L'hydrogramme annuel montre deux pointes de crue (Fig. 8). La première a lieu début août et la seconde est centrée sur la première quinzaine de septembre, la pointe de crue étant atteinte le 2/9/79 avec un débit de 1792 m³/s. La montée des eaux est rapide et par à-coups alors que la descente est plus lente et plus régulière. Le module annuel s'établit à 304 m³/s.

La température de l'eau du fleuve est stable autour de 30°C de juin à octobre puis elle décroît en même temps que la température de l'air: le minimum est atteint en décembre. Sur la période de 8 ans, le cycle est considéré comme moyen normal (année sèche froide).

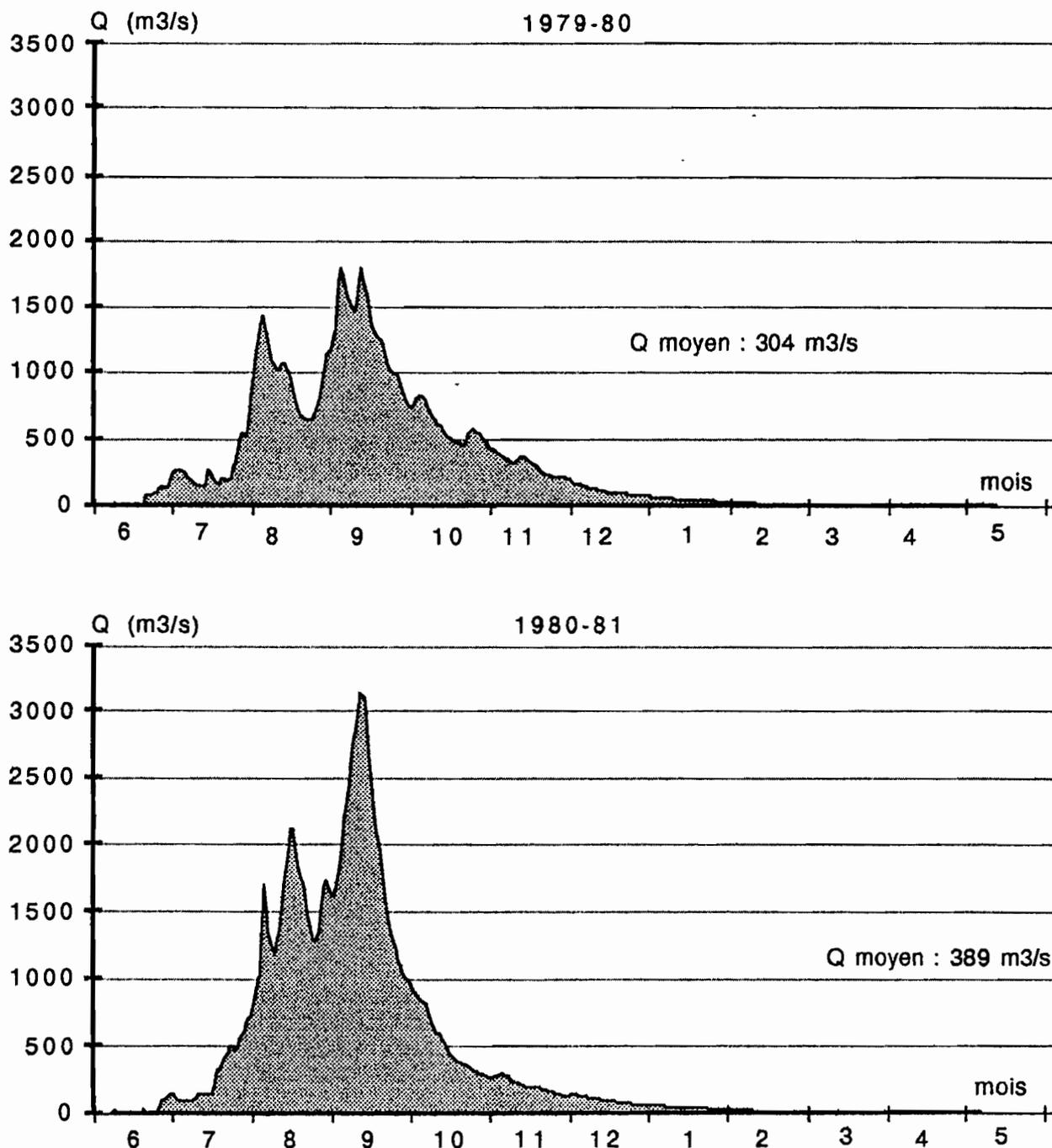


Fig. 8 - Hydrogrammes des crues 1979/80 et 1980/81

Année 1980 : année anormalement humide et froide

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre (Fig. 8) : l'étiage dure 3 mois de mars à mai. L'hydrogramme annuel se caractérise par trois pointes de crues successives, la dernière étant la plus importante : 3141 m³/s le 10/9/80. Le module est de 389 m³/s.

La température de l'eau du fleuve et la température de l'air ont des évolutions analogues à celles de l'année précédente. L'écart en fin de saison sèche entre ces deux paramètres est plus important.

Année 1981 : année anormale (humide froide)

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre; l'étiage dure trois mois de mars à mai. L'hydrogramme annuel (Fig. 9) montre trois pointes de crue mal individualisées, la première étant la plus importante et situant le maximum à 2578 m³/s le 10/8/81. Le module est de 427 m³/s.

En 1981, la température de l'eau du fleuve mime l'évolution de la température de l'air avec des amplitudes moins importantes.

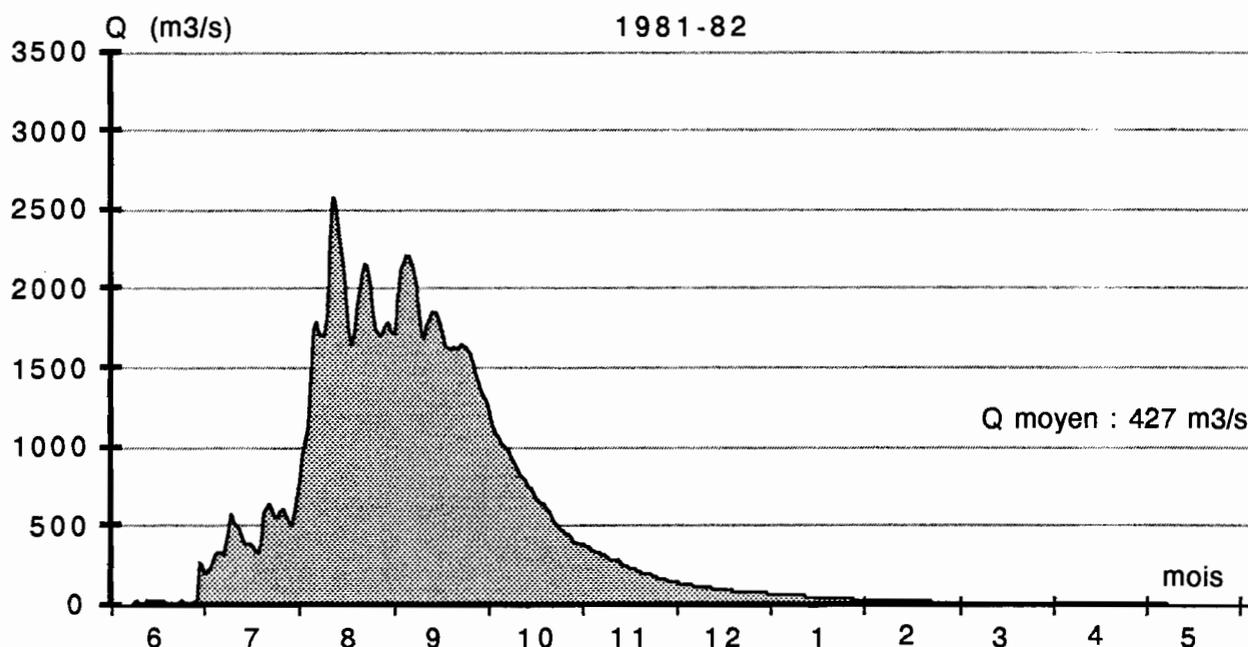


Fig. 9 - Hydrogramme de crue en 1981/82

Année 1982 : année anormale (sèche froide)

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre (Fig. 9 et 10). L'étiage dure quatre mois de mars à juin. L'hydrogramme annuel montre une seule véritable pointe de crue : 2183 m³/s le 31/8/82. Le module est de 306 m³/s.

L'évolution de la température de l'eau du fleuve est de nouveau monomodale avec une période stable à 30° C d'avril à octobre. La température de l'air est moins élevée et le caractère bimodal de sa courbe d'évolution annuelle est moins marqué.

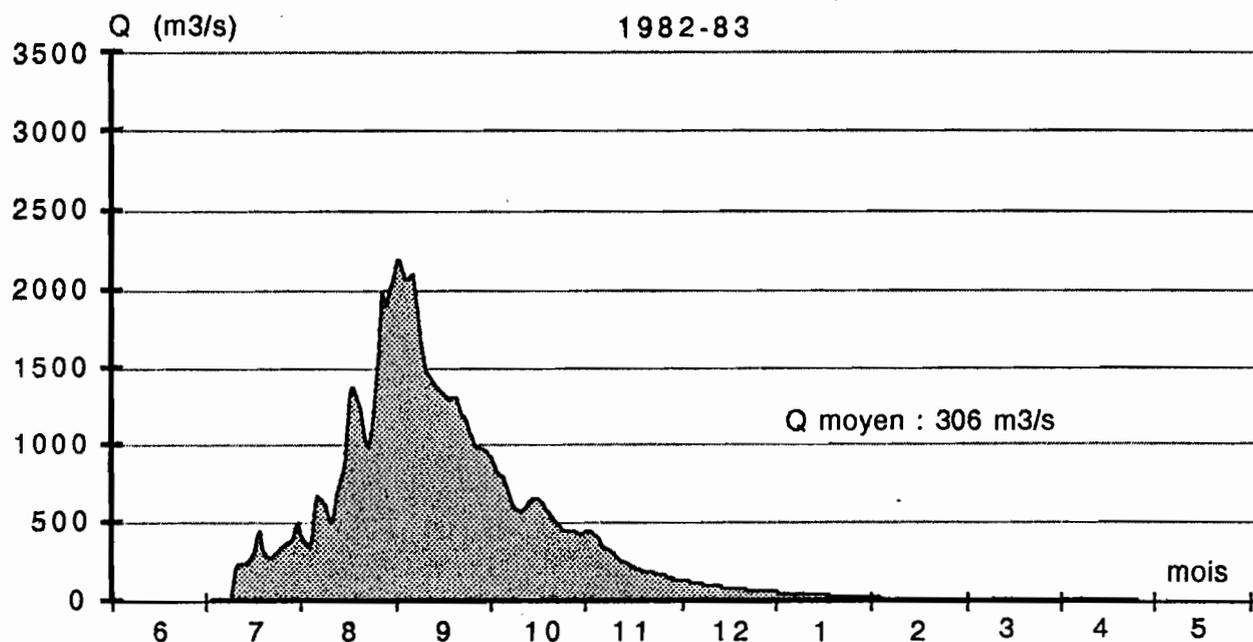


Fig. 10 - Hydrogramme de crue 1982/83

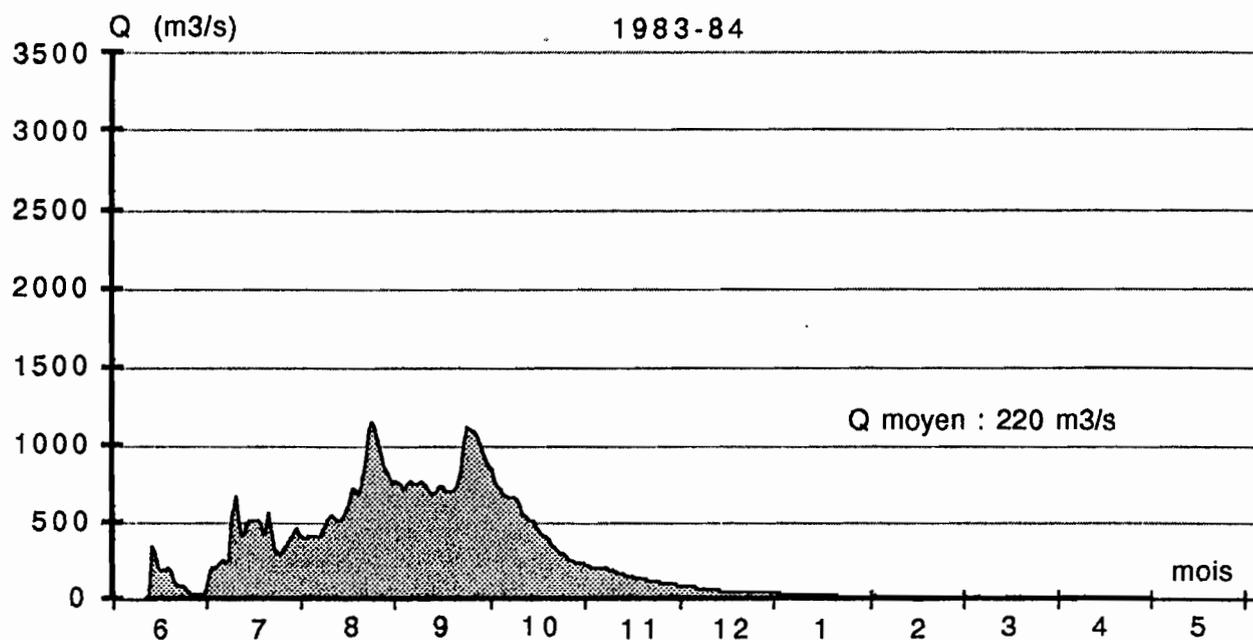


Fig. 11 - Hydrogramme de crue 1983/84

Année 1983 : année anormalement sèche et chaude

L'écoulement est inférieur à 100 m^3/s de janvier à mai et en décembre (Fig. 10 et 11). L'étiage dure trois mois de mars à mai. Une première crue est exceptionnellement enregistrée en juin : elle est due à un événement pluvieux important localisé près de Bakel (64,4 mm le 16/6/83). Après cette montée atypique des eaux, le fleuve retrouve son niveau d'étiage fin juin. La crue proprement dite commence début juillet, l'hydrogramme a une forme extrêmement aplatie. Le mois de juillet est normal mais les pointes de crue d'août et de septembre sont nettement écrêtées. Le maximum de crue (1153 m^3/s) est atteint le 22/8/83. Le module est de

220 m³/s. La température de l'eau atteint son palier plus tardivement que l'année précédente. Les températures de l'air sont élevées.

Année 1984 : année anormalement sèche chaude

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre (Fig. 11 et 12); suite au déficit de l'année précédente l'étiage dure cinq mois de février à juin. A l'exception de la crue tardive enregistrée en octobre et sensiblement égale à la pointe de crue annuelle atteinte le 24/8/84 avec 882 m³/s, aucun pics de crue n'apparaît. Cet hydrogramme est encore plus aplati que l'année précédente et le module de 218 m³/s est le plus faible du siècle.

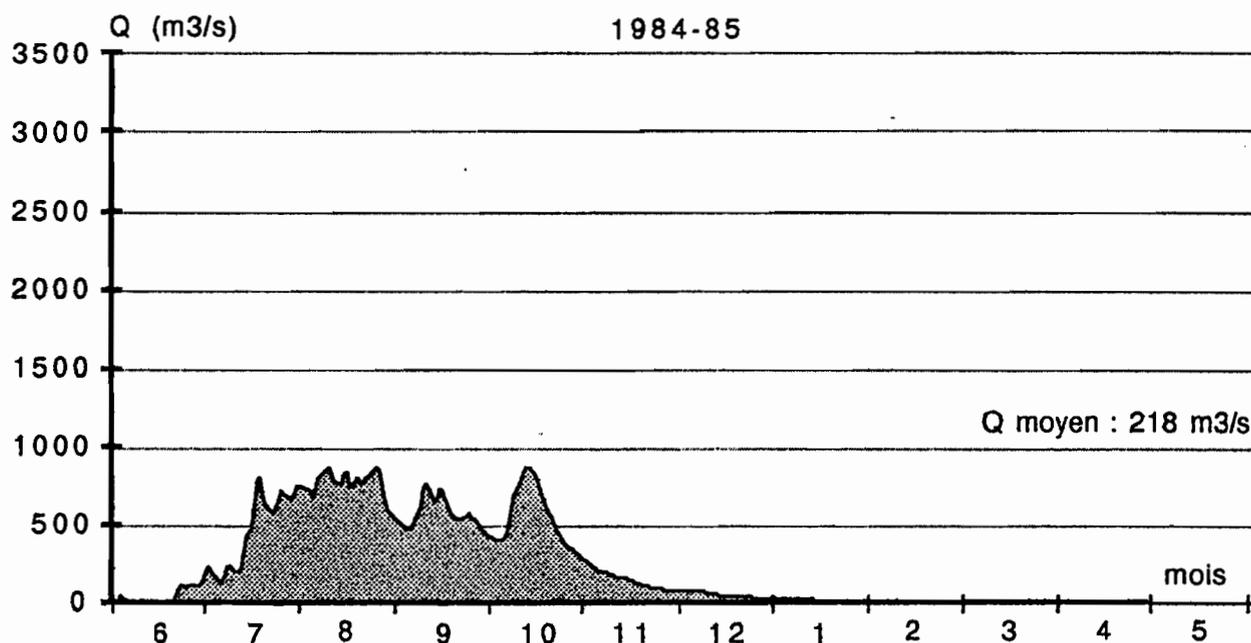


Fig. 12 - Hydrogramme de crue 1984/85

Les températures de l'eau sont supérieures à 30°C dès le mois de mai. La température de l'air présente une évolution bimodale.

Année 1985 : année normale (humide chaude)

Suite à la faiblesse des deux crues précédentes, la période d'étiage s'étale de janvier à juin et malgré une pointe de crue relativement importante (2370 m³/s le 10/9/85), le niveau d'étiage est déjà atteint fin décembre (Fig. 12 et 13). Le corps de l'hydrogramme est unimodal et le module s'élève à 357 m³/s.

La température de l'eau du fleuve n'atteint son palier que vers juin-juillet. Le caractère bimodal de la courbe annuelle d'évolution de la température de l'air est bien marqué.

Année 1986 : année normale (humide chaude)

Comme l'année précédente, la période d'étiage est très longue et s'étend de janvier à juin (Fig. 13). La période des hautes eaux est réduite dans le temps. En effet, après une première impulsion en juillet, le débit se stabilise autour de 500 m³/s jusqu'à la mi-août. La montée des eaux est ensuite très rapide et la pointe de crue est atteinte le 8/9/86 avec un débit maximum de

2732 m³/s. La décrue est plus lente, elle est momentanément interrompue fin septembre-début octobre puis dans les premiers jours de novembre par deux crues secondaires. Le module s'élève à 343 m³/s.

La température de l'eau du fleuve évolue de manière classique avec un paller à 30° C dès avril et jusqu'à fin octobre. La température de l'air est pratiquement toujours supérieure à la température de l'eau.

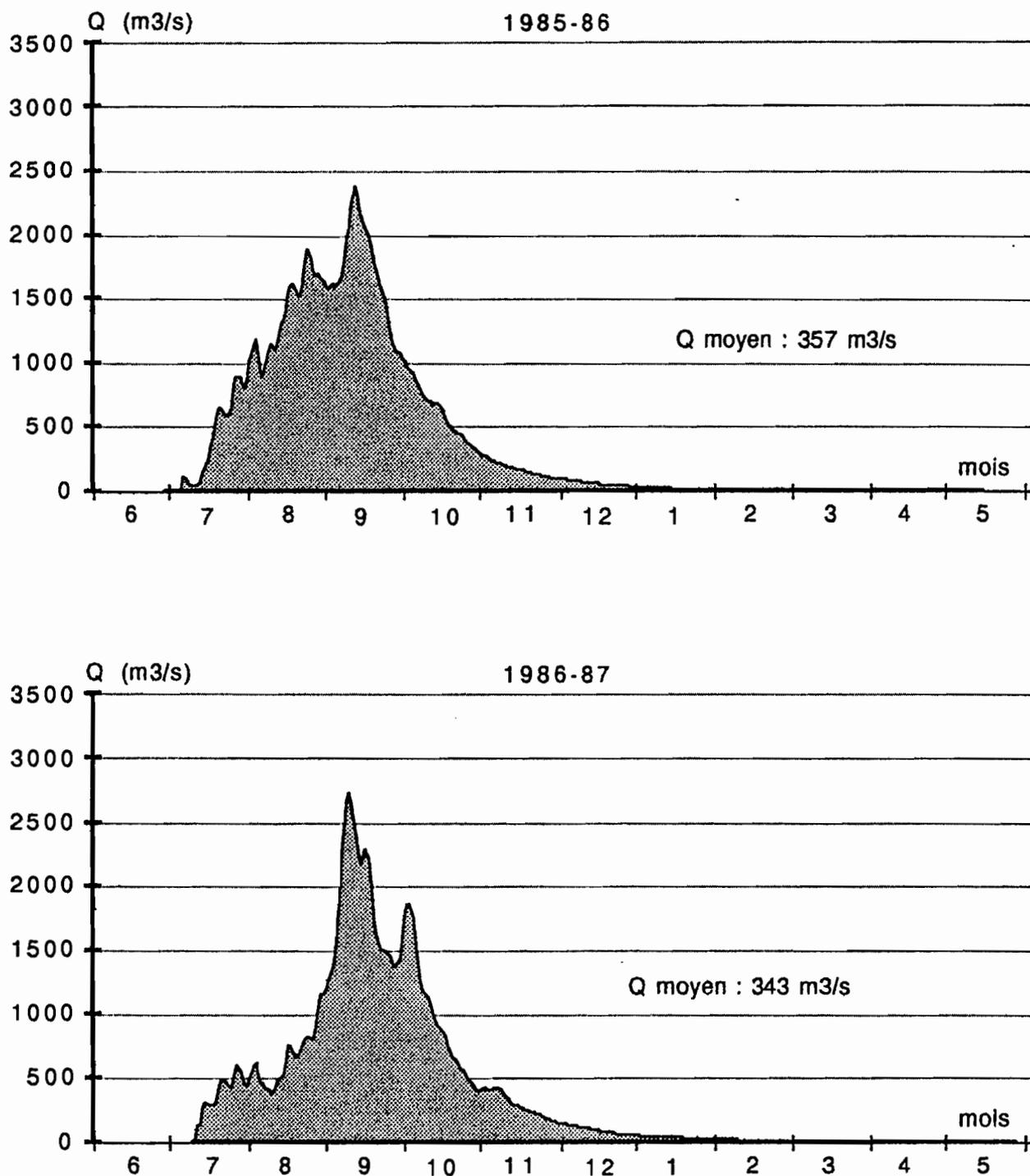


Fig. 13 - Hydrogrammes de crue 1985/86 et 1986/87

b) Les crues artificielles du fleuve depuis 1987

Les cycles hydrologiques 1987/88, 1988/89, 1989/90, 1990/91 et 1991/92 se sont déroulés après la mise en service du barrage de Manantali en novembre 1987. Ce barrage est situé sur le Bafing à 350 km en amont de Bakel (Fig. 1).

Sa fonction est de régulariser partiellement (de 65 à 70 %) la crue annuelle pour étaler dans le temps la période des hautes eaux. En effet, d'après les estimations d'ORANGE (1990) sur la période 1979/86, les contributions respectives des différents affluents aux apports du bassin amont à l'exutoire de Bakel se répartissent de la manière suivante : 67 % (Bafing), 19 % (Falémé), 11 % (Bakoye-Baoulé) et 3 % pour les autres cours d'eau (Kolimbiné, Karakoro ...).

La gestion artificielle des écoulements du Bafing et du réservoir amont de retenue a une incidence sur les valeurs mensuelles des débits à Bakel (Tableau IIa, IIb). Ces "anomalies" sont particulièrement visibles à la décrue et à l'étiage où apparaissent de petites pointes de crue dues aux lâchures du barrage : elles sont tributaires de la gestion du barrage puisqu'à cette époque il n'y a pratiquement pas d'écoulements dans les autres collecteurs.

Les figures 14, 15, 16 17 et 18 représentent les hydrogrammes particuliers de crue des cinq cycles hydrologiques 1987/88, 1988/89, 1989/90 1990/91 et 1991/92. Ces cycles ont successivement donné lieu à des modules annuels de 221, 428, 394, 235 et 441 m³/s.

La gestion de Manantali n'est pas seulement fonction du remplissage du réservoir amont. Elle doit aussi prendre en compte l'élévation du plan d'eau dans la vallée en partie contrôlée par le barrage anti-sel de Diama situé à 50 km de l'embouchure du fleuve.

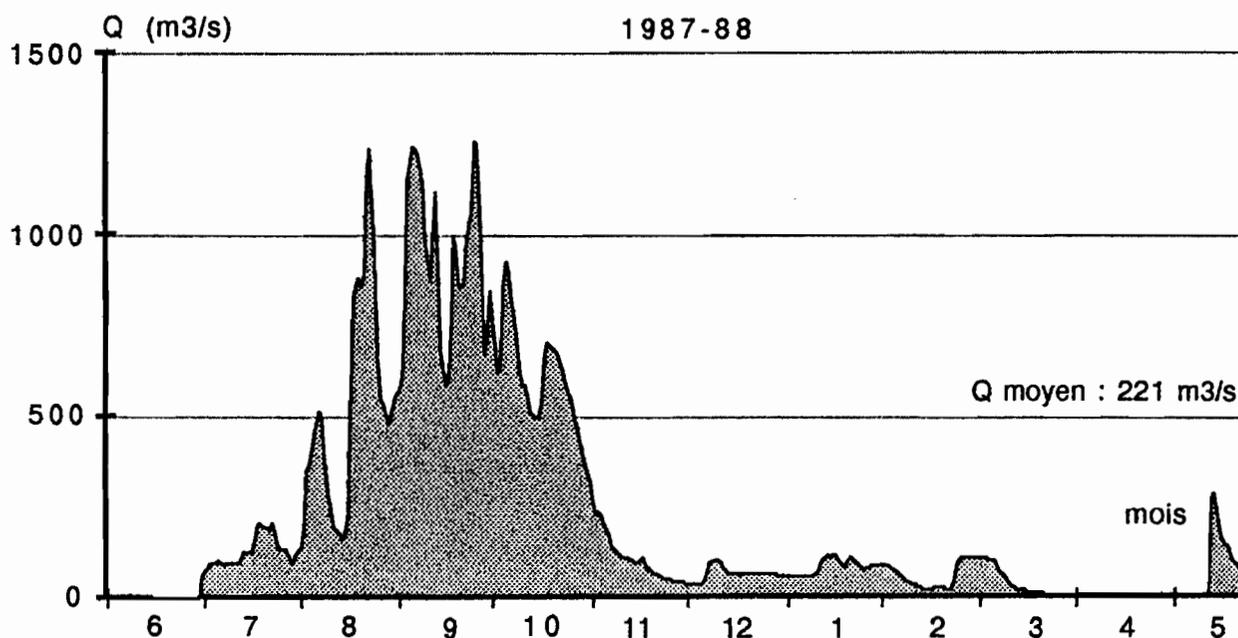


Fig. 14 - Hydrogramme de crue en 1987/88

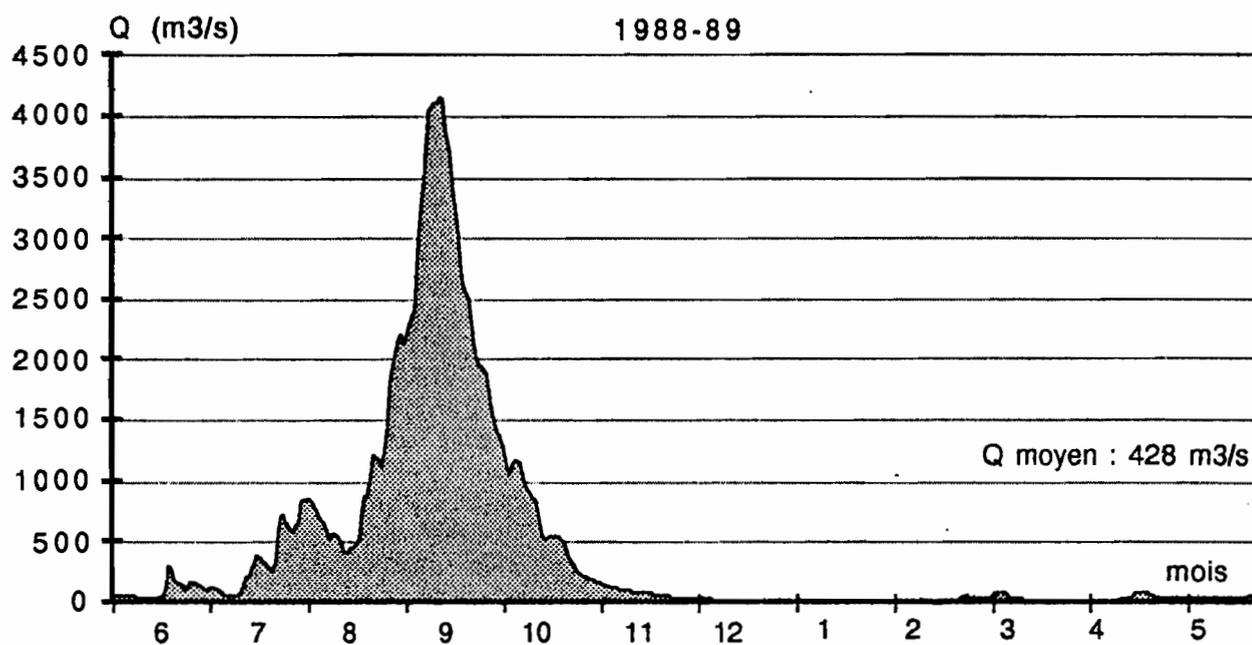


Fig. 15 - Hydrogramme de crue en 1988/89

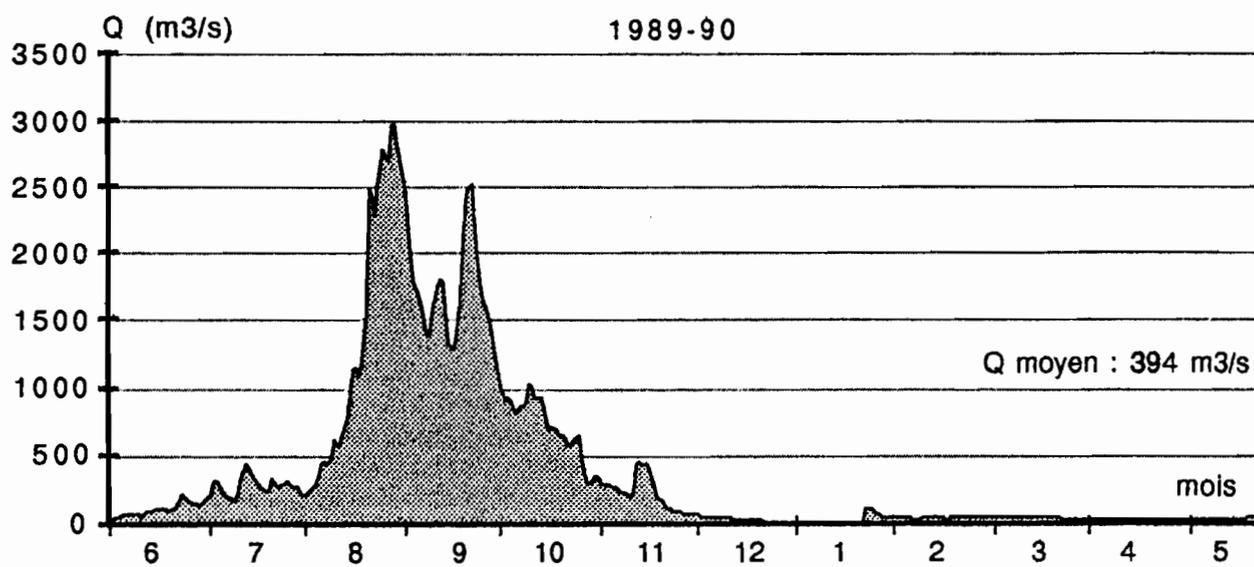


Fig. 16 - Hydrogramme de crue en 1989/90

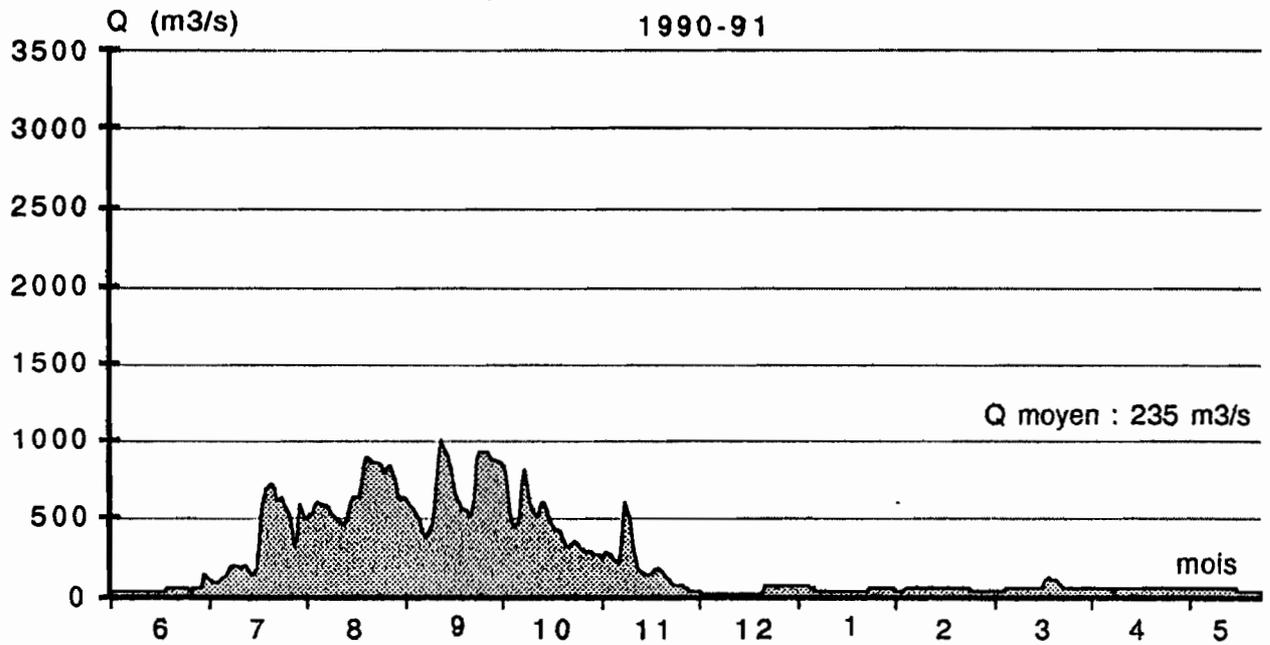


Fig. 17 - Hydrogramme de crue en 1990/91

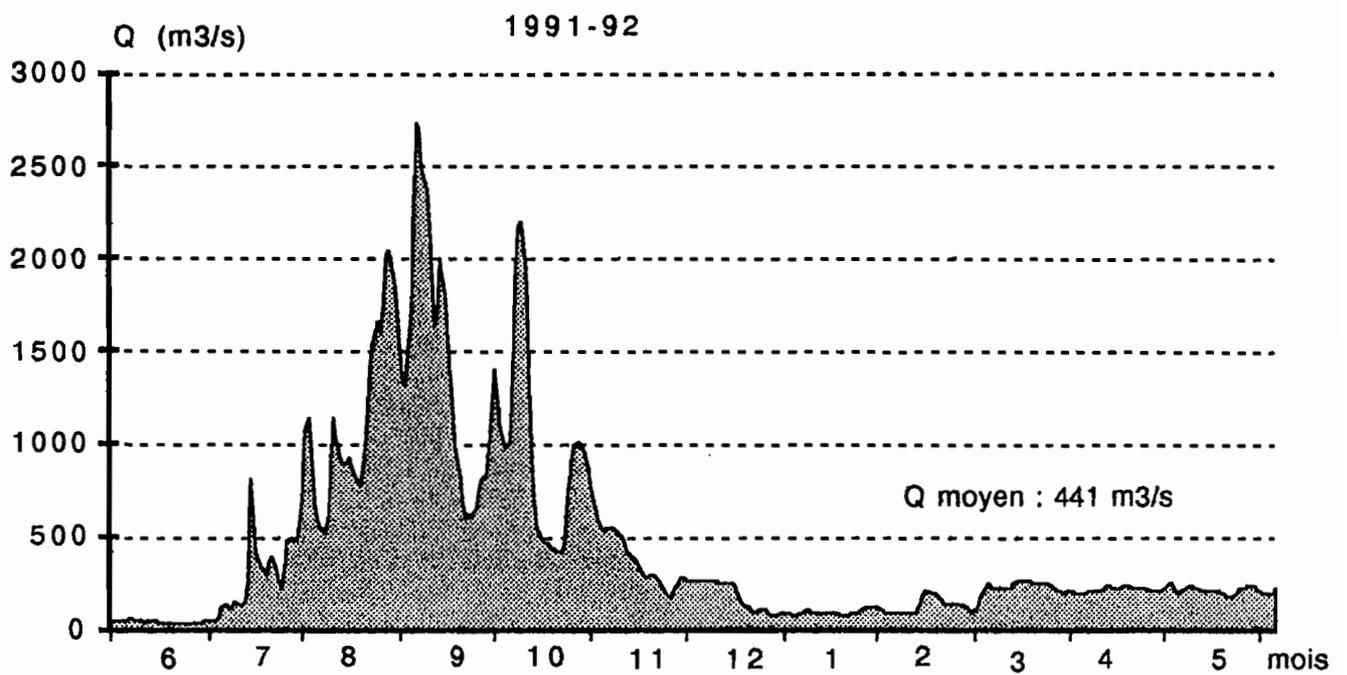


Fig. 18 - Hydrogramme de crue en 1991/92

D - CARACTERE TRANSITOIRE OU IRREVERSIBLE DE LA SECHERESSE ACTUELLE : LES EXEMPLES DES FLEUVES SENEGAL ET NIGER

Le débat à propos du caractère irréversible ou transitoire de la sécheresse au Sahel vient d'être récemment relancé par des chercheurs américains qui ont visualisé et analysé plus de 4500 images satellitaires de la dernière décennie. Le journal, *Herald Tribune*, du 25/7/91 s'est fait l'écho de leurs résultats surprenants "une réduction considérable de l'extension du Sahara depuis 1984".

FAURE et GAC (1981), dans leur article paru dans la revue *Nature*, "*Will the sahelian drought to end in 1985 ?*" s'étaient interrogés sur une éventuelle fin de la sécheresse au Sahel en 1985. Ces deux auteurs avaient ensuite nuancé leur analyse fondée sur les écoulements séculaires du fleuve Sénégal en envisageant la possibilité "*Le vrai retour à l'humide au Sahel est-il pour demain ?*" (GAC et FAURE, 1987).

Pour OLIVRY (1983), "*L'interprétation de phénomènes extrêmes aussi marqués que les déficits hydropluviométriques des séquences sèches, au niveau de leur récurrence ou dans le sens d'une tendance déterminée, supposerait que l'étude porte sur des séries d'observations quantitatives beaucoup plus longues que celles des échantillons dont on dispose. De ce point de vue, les extrapolations de PARIS-TEYNAC (Fig. 2) sont très largement subjectives*". Un essai de valorisation quantitative de données historiques a été réalisée par OLIVRY et CHASTANET (1986, 1989) dans la perspective d'une extension des données hydrologiques du fleuve Sénégal. La démarche a consisté à retrouver dans les archives coloniales (rapports administratifs du Cercle de Bakel) la marque d'événements climatiques, à travers, notamment, les crises de subsistance dans les villages soninké, en distinguant les informations relatives aux cultures pluviales (jeeri) de celles qui concernent les cultures de contre-saison liées à l'importance des débordements du fleuve dans le Waalo.

Ces archives existent depuis le milieu du XIX ème siècle et ont été exploitées jusqu'en 1939. Les informations sont critiquées puis évaluées en termes hydroclimatiques; elles ont conduit à affecter, chaque année, d'un indice k variant de 1 à 5 suivant que l'on passe d'un critère très déficitaire à très excédentaire. La figure 19 illustre cette interprétation climatique des données historiques pour les précipitations de la région et les débits du fleuve Sénégal. La période commune à l'interprétation historique des archives et aux observations hydroclimatiques réelles permet de faire la liaison entre les indices déterminés et les paramètres observés et de valider la méthode d'extension des séries chronologiques.

Sans entrer dans le détail des analyses de régression qui ont été faites, la reconstitution des données anciennes consiste alors à attribuer à chaque indice annuel k une valeur déterminée et son intervalle de confiance à 80 %. Il ne s'agit pas d'une réelle extension de l'échantillon mais plutôt d'une approche du niveau et de la forme des fluctuations des paramètres hydroclimatiques de Bakel pendant la seconde moitié du XIXème siècle. Les variations du débit moyen annuel du Sénégal à Bakel ont été reproduites sur la figure 20. Pour la période d'extension de la chronique, les valeurs reportées sont données avec leur intervalle de confiance.

On a "*globalement des conditions beaucoup plus humides entre 1857 et 1902. La moyenne des débits maximums de crue pourrait se situer aux environs de 5500 m³/s et le module interannuel aurait pu être voisin de 900 m³/s. Les années de fort déficit se situent en 1857, 1882, au milieu des années 1890 et en 1902. La période la plus humide se situe de 1860 à 1880. Une concordance assez nette apparaît avec les événements signalés pour cette période en Afrique soudano-sahélienne et aux Iles du Cap Vert*" (OLIVRY et CHASTANET, 1989).

Les modules moyens du fleuve Sénégal calculés sur la période antérieure à 1985 pour 15, 30, 50, 83 ans (période observée) et 128 ans avec la période d'extension ont été reportés sur la figure 21. Celle-ci indique aussi le module moyen de la seconde moitié du XIXème siècle avec sa fourchette d'estimation et le module moyen de la période de corrélation entre données historiques et hydrologiques (1903-1939).

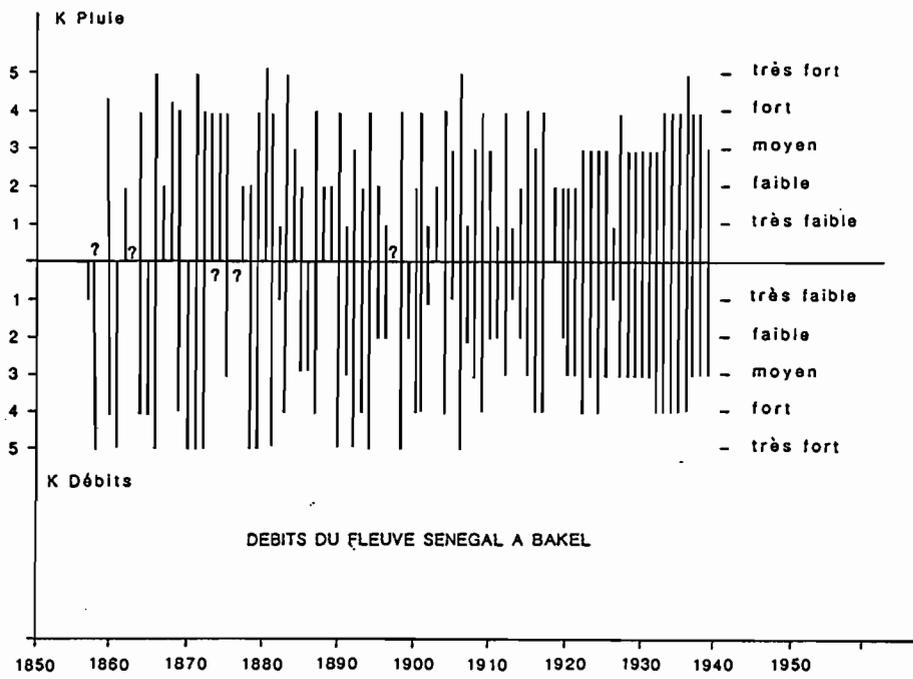


Fig. 19 - Les précipitations à Bakel

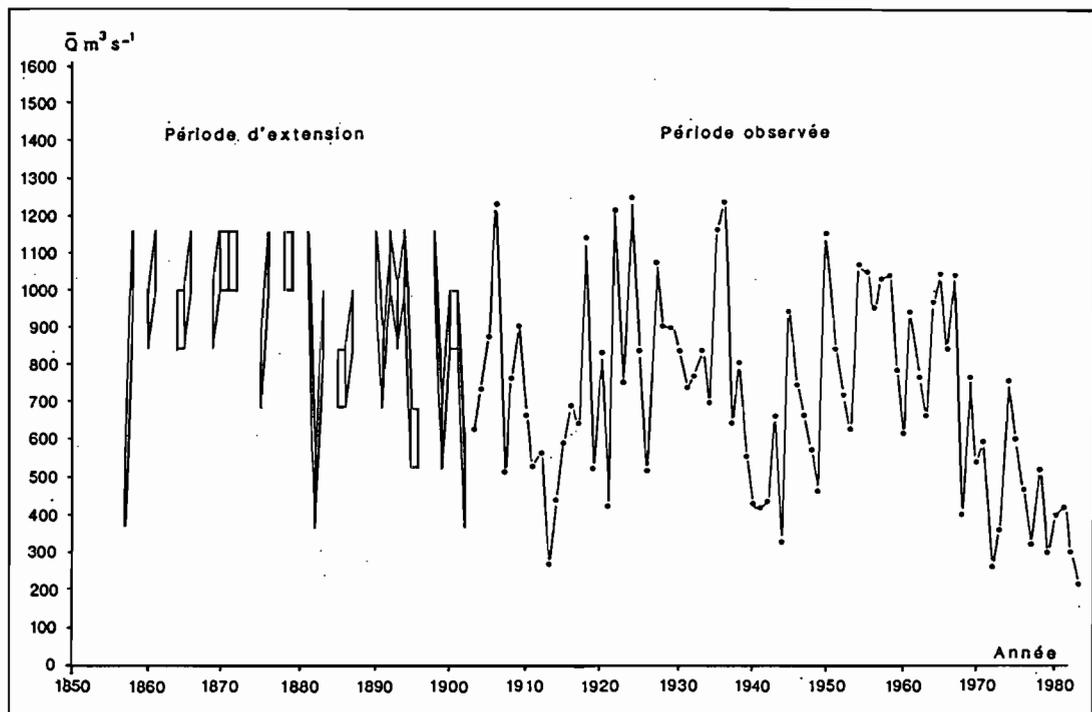


Fig. 20 - Débits du Sénégal à Bakel

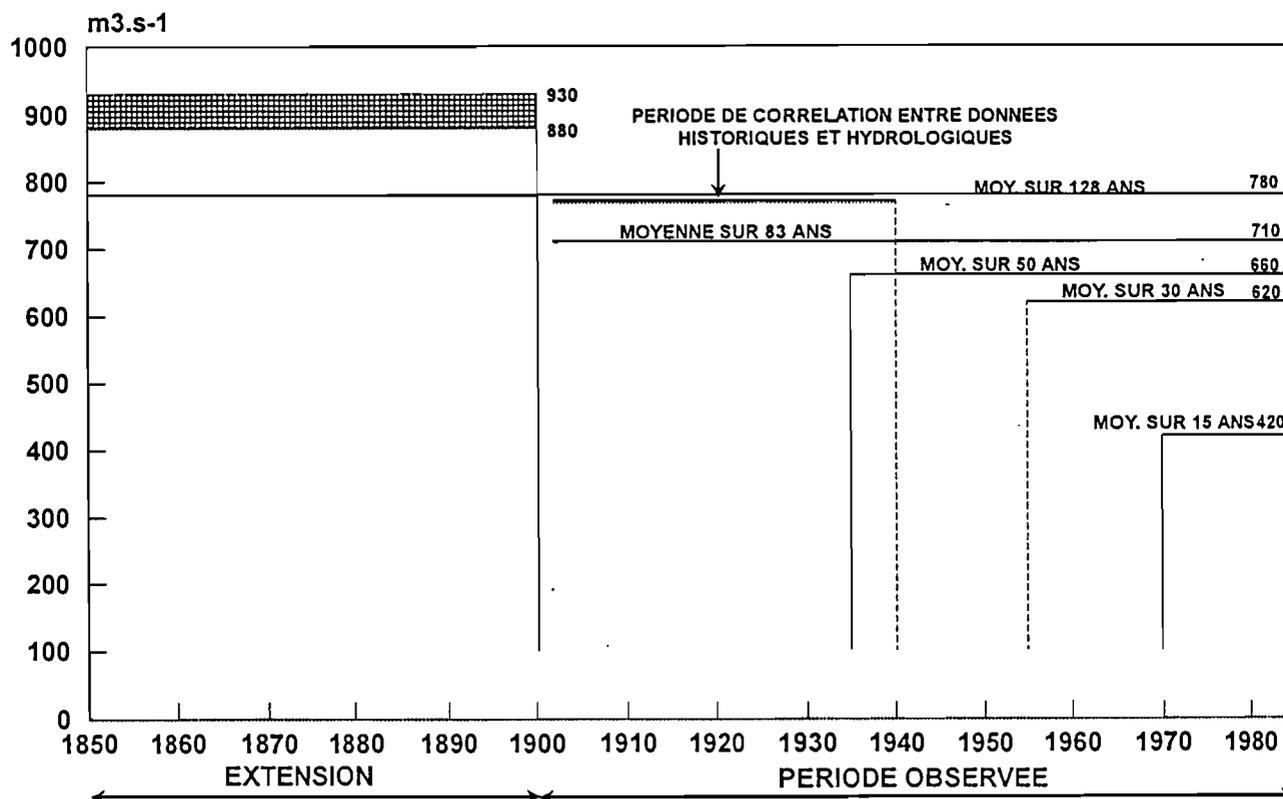


Fig. 21 - Modules moyens du Sénégal pour la période antérieure à 1985

En conclusion de leurs travaux, OLIVRY et CHASTANET (op.cit) écrivent " *L'apport de la méthode utilisée ici pourrait être de montrer grâce à une quantification relative des données, qu'à travers des fluctuations pseudo-cycliques, on assiste en fait, depuis la seconde moitié du XIXème siècle, à une tendance à la baisse persistante des variables climatiques... et à une diminution de la ressource en eau des régions tropicales* ".

Depuis les premières interrogations sur la pérennité ou non de la sécheresse, les observations et les recherches n'ont pas manqué. Au stade actuel des travaux des chercheurs, il paraît difficile de corréler l'évolution des précipitations et des écoulements dans les régions soudano-sahéliennes aux mécanismes des changements globaux du climat de la planète et, par suite, de prévoir le futur.

Quoi qu'il en soit, l'ampleur régionale de la longue crise climatique actuelle et sa persistance sont bien mises en évidence dans l'étude comparée des écoulements des deux grands fleuves (Niger et Sénégal) issus du château d'eau de l'Afrique de l'Ouest (Fouta Djallon, Moyenne et Haute Guinée).

1. Le fleuve Sénégal à Bakel

La figure 22 illustre sous forme de moyennes mobiles (3, 5 et 7 ans) l'évolution des écoulements du fleuve Sénégal depuis le début du siècle.

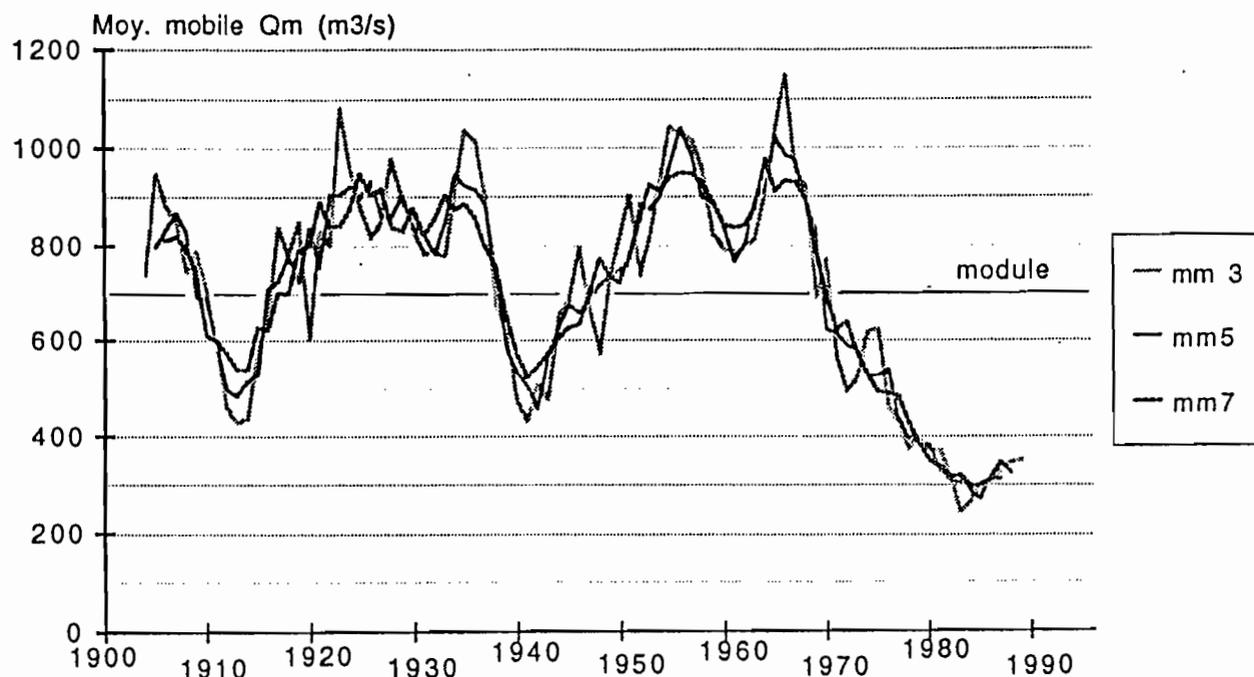


Fig. 22 - Evolution des débits du Sénégal de 1903 à 1991 (moyennes mobiles : 3, 5 et 7 ans)

Plusieurs remarques méritent d'être formulées :

- le choix de la moyenne mobile sur 3, 5 ou 7 ans n'introduit pas de divergences notables dans l'allure de la courbe globale d'évolution,

- les séquences humides et sèches se différencient nettement avec trois périodes humides (avant 1910, de 1918 à 1938 et de 1948 à 1970) et trois épisodes secs (de 1911 à 1917, de 1939 à 1947 et depuis 1971),

- les deux séquences humides complètes apparaissent dédoublées,

- les séquences sèches sont centrées sur les années 1913/14, 1941/42 et semble t'il 1984/85 ?,

- et fait le plus important, le retour vers des conditions climatiques plus clémentes semble être amorcé. A cet égard il faut aussi souligner la non prise en compte des volumes d'eau stockés en amont du barrage de Manantali, qui libérés, viendraient amplifier les débits enregistrés à Bakel depuis 1987.

2. Le fleuve Niger à Koulikoro

La station de Koulikoro sur le Niger se situe à 820 km des sources du fleuve et contrôle un bassin versant de 120.000 km². C'est l'homologue de la station de Bakel sur le Sénégal. Les débits (Tableau IV) y sont enregistrés depuis 1907 (BRUNET-MORET et al., 1986; OLIVRY *comm. personnelle*). Les écoulements du Niger sont deux fois supérieurs à ceux du Sénégal (module de 1421 m³/s de 1907 à 1990).

La figure 23 illustre sous forme de moyennes mobiles l'évolution des écoulements entre 1907 et 1990.

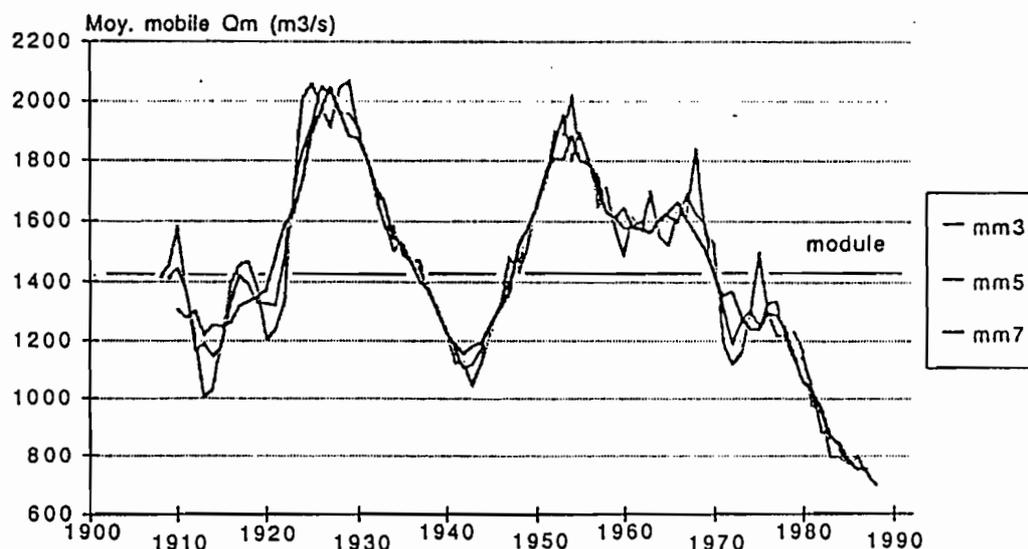


Fig. 23 - Evolution des écoulements du Niger de 1907 à 1990

Tableau IV a

Débits moyens mensuels et annuels du Niger à Koulikoro de 1907 à 1924 (m³/s)
(mm3, mm5, mm7 : moyennes mobiles sur 3, 5 et 7 ans)

ANNEE	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Q An.	mm3	mm5	mm7
1907-08	264	823	1889	3744	3074	1984	920	318	152	70	37	35	1113			
1908-09	188	643	2290	4080	4030	1670	774	295	154	87	59	170	1209	1416		
1909-10	884	1910	4850	6240	4480	2660	1130	502	182	82	54	49	1927	1454	1412	
1910-11	184	848	3022	4477	3659	1439	562	228	85	48	33	53	1226	1580	1446	1308
1911-12	279	1190	4050	6220	4070	1750	764	329	156	80	40	29	1586	1365	1367	1279
1912-13	80	925	2280	4520	4620	1680	649	331	145	50	26	29	1284	1227	1164	1301
1913-14	124	639	1290	3050	2300	1390	480	189	58	43	46	85	810	1002	1191	1220
1914-15	262	569	1210	3600	3140	1170	556	185	61	32	30	100	913	1029	1145	1255
1915-16	589	1600	2860	4790	3710	1490	628	311	158	66	39	46	1363	1211	1183	1249
1916-17	139	1420	3320	5040	4110	1240	448	217	113	72	23	44	1356	1398	1330	1263
1917-18	226	765	3550	5870	3710	1510	953	427	214	115	117	165	1474	1458	1423	1321
1918-19	895	1690	3740	4510	4100	1840	844	383	183	114	49	59	1544	1466	1394	1337
1919-20	589	1617	3218	4684	3738	1444	627	266	118	63	47	69	1380	1381	1327	1352
1920-21	366	1520	2610	4350	3120	1470	598	242	113	71	44	43	1217	1206	1327	1375
1921-22	101	689	2360	3980	2810	1240	554	205	100	47	33	91	1021	1237	1321	1476
1922-23	203	592	2260	4450	5660	2380	1120	433	177	84	129	93	1472	1337	1481	1587
1923-24	302	1370	2970	4980	4210	2420	1010	433	236	110	44	37	1516	1722	1703	1628
1924-25	217	1860	5020	7250	6970	2580	1070	511	247	128	68	84	2179	2007	1831	1732

Tableau IV b

Débits moyens mensuels et annuels du Niger à Koulikoro de 1925 à 1991(m3/s)
(mm3, mm5, mm7 : moyennes mobiles sur 3, 5 et 7 ans)

ANNEE	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTO	NOVE	DECE	JANV	FEVR	MARS	AVRI	MAI	Q An.	mm3	mm5	mm7
1925-26	446	1600	4060	6770	8420	3860	1360	648	324	145	74	59	2325	2055	1926	1891
1926-27	546	2170	3730	5870	3990	1800	933	419	182	79	43	91	1662	1979	2049	1972
1927-28	273	1570	3160	5600	6190	4030	1330	585	260	115	60	125	1949	1914	2022	2044
1928-29	373	1290	5030	7580	5970	2910	1130	576	243	155	101	116	2132	2040	1961	1968
1929-30	773	2330	4180	6190	6290	2510	1020	487	265	147	81	85	2040	2065	1958	1884
1930-31	922	1810	4600	6080	5820	2620	1010	521	247	122	110	303	2024	1903	1916	1876
1931-32	927	1700	3090	5530	4670	1680	879	515	247	132	113	158	1644	1802	1810	1804
1932-33	535	1760	3190	6500	4710	2170	966	446	211	137	83	89	1739	1662	1691	1707
1933-34	488	2010	3900	6140	3450	1490	884	395	189	97	61	52	1603	1596	1578	1658
1934-35	136	950	3580	4990	4100	2040	791	345	184	76	55	41	1447	1502	1587	1548
1935-36	95	1130	3960	5160	4090	1480	605	256	124	75	45	350	1456	1531	1491	1522
1936-37	691	1390	2960	5450	5720	2090	1010	405	193	108	89	94	1691	1469	1463	1466
1937-38	200	859	2280	4700	3950	1820	652	277	127	82	58	55	1259	1471	1443	1402
1938-39	179	752	3060	5260	4730	2150	720	298	136	67	41	73	1461	1355	1382	1372
1939-40	250	666	2240	4530	4850	2010	843	353	157	82	46	48	1345	1320	1291	1304
1940-41	175	911	2630	3430	3560	1860	653	283	140	59	33	42	1154	1245	1235	1229
1941-42	211	953	2390	5320	3050	1490	708	308	148	65	47	119	1237	1123	1176	1189
1942-43	276	750	2220	4020	2140	1220	589	226	105	49	45	72	979	1128	1104	1156
1943-44	164	668	2130	4680	3920	1400	525	237	102	45	30	50	1167	1043	1118	1180
1944-45	108	458	1830	4360	2780	1340	516	195	90	41	23	35	983	1125	1174	1194
1945-46	115	430	2720	4500	4180	1630	585	218	98	43	44	78	1225	1242	1229	1256
1946-47	288	971	2979	4750	5197	2440	872	352	152	63	26	32	1517	1332	1330	1312
1947-48	160	903	2570	4940	4280	1240	467	179	83	49	33	52	1252	1480	1407	1361
1948-49	322	1650	3820	6060	4460	2070	760	346	187	104	94	80	1670	1430	1464	1522
1949-50	119	610	3290	6240	3430	1440	651	274	143	74	45	66	1369	1517	1582	1578
1950-51	126	736	2480	5130	5500	2360	771	354	199	135	84	202	1513	1663	1655	1644
1951-52	530	1580	3680	5300	5370	5380	1810	754	399	203	113	96	2107	1746	1717	1760
1952-53	182	1210	3160	5070	5470	2290	914	492	231	142	80	93	1619	1901	1856	1809
1953-54	564	2160	4370	6520	5100	2350	1080	600	307	187	179	200	1977	1887	1957	1805
1954-55	640	1940	4190	6090	5080	3210	1670	765	412	272	198	211	2065	2019	1802	1886
1955-56	669	2030	4000	6020	5880	2720	1250	638	356	227	167	121	2016	1805	1896	1803
1956-57	187	988	2240	4740	4500	1730	776	376	183	104	57	71	1335	1812	1805	1789
1957-58	321	1340	3770	6370	6800	3520	1260	622	357	161	138	261	2085	1648	1696	1747
1958-59	823	1490	2200	4440	4370	2230	1390	603	315	168	83	99	1523	1710	1629	1631
1959-60	309	1400	2980	5680	4440	1860	769	352	179	88	61	85	1523	1575	1613	1615
1960-61	293	1430	3750	5910	4870	2220	858	356	171	91	37	73	1679	1485	1577	1644
1961-62	97	969	2960	5380	3310	1310	479	204	94	44	35	113	1254	1614	1579	1581
1962-63	205	1120	3310	7050	6020	2790	1200	486	258	171	69	131	1907	1565	1604	1573
1963-64	135	650	2460	4830	5910	2780	881	350	167	74	45	45	1534	1695	1562	1563
1964-65	413	1220	3690	5400	5070	1830	957	498	241	139	95	87	1645	1550	1602	1607
1965-66	327	1830	2740	4770	4570	1930	686	281	169	100	81	76	1470	1523	1617	1632
1966-67	187	596	2780	4590	5060	2440	881	375	186	111	57	106	1454	1636	1596	1662
1967-68	140	940	3320	5980	8000	3020	1090	518	273	162	105	117	1982	1622	1690	1605
1968-69	725	1160	3310	4450	3860	1820	908	402	190	115	85	61	1430	1843	1624	1559
1969-70	288	1840	3720	6910	5770	4360	1260	583	264	140	96	81	2116	1561	1598	1508
1970-71	178	519	2470	5240	2920	1200	611	232	111	59	37	53	1138	1525	1423	1432
1971-72	109	723	3440	5500	3590	1150	646	253	117	53	43	168	1322	1190	1322	1354
1972-73	665	1320	2420	3670	2740	1380	628	257	116	44	20	18	1111	1119	1187	1372
1973-74	143	341	2740	3630	2220	1230	396	177	71	33	27	26	923	1158	1269	1283
1974-75	71	1000	3330	5620	4610	1550	525	216	100	41	34	94	1439	1305	1303	1240
1975-76	223	1190	3190	5600	5230	1790	715	313	139	53	30	64	1552	1495	1250	1240
1976-77	261	794	2520	3400	4640	3940	1260	575	259	109	43	38	1492	1296	1329	1293
1977-78	166	589	1560	3280	2630	1040	367	160	79	40	46	114	842	1218	1338	1288
1978-79	437	1150	2510	4210	4230	1890	705	329	157	60	40	60	1321	1215	1205	1242
1979-80	349	1520	4250	5210	3420	1690	685	299	154	61	23	25	1481	1230	1130	1151
1980-81	118	331	1990	3820	2050	1260	583	215	85	31	21	131	888	1163	1145	1058
1981-82	241	926	2930	4340	2880	1100	394	168	94	70	82	148	1119	974	1049	1028
1982-83	464	879	1966	3440	2040	1116	392	198	126	104	94	119	914	959	879	970
1983-84	336	927	1850	2920	2270	756	347	184	111	107	112	155	843	796	885	868
1984-85	275	594	1690	1650	1800	632	291	151	100	100	106	116	629	797	814	844
1985-86	163	482	2030	3920	2720	747	292	138	109	105	119	143	917	770	775	788
1986-87	192	388	1200	3120	2250	899	319	174	137	132	147	191	764	801	751	749
1987-88	263	440	1490	2130	2390	971	346	174	130	95	87	111	722	737	753	
1988-89	140	529	1660	3100	1660	628	248	148	124	103	143	187	724	695		
1989-90	141	329	1140	2300	2030	735	355	157	98	92	120	152	640			
1990-91	273	642	1530	2470	2030	814	367									
1991-92																
Moy.	322	1110	2921	4878	4176	1914	780	350	173	95	68	97	1421			

L'évolution des écoulements du Niger à Koulikoro présente de grande similitude avec celle du Sénégal à Bakel : séquences humides et sèches sont chronologiquement identiques. Deux faits sont cependant divergents : la première séquence humide (de 1920 à 1938) n'est pas dédoublée et la longue série sèche actuelle ne semble pas devoir s'interrompre.

La comparaison entre les débits des deux fleuves est assez remarquable (Fig. 24). Le coefficient de corrélation entre les écoulements est de 0,90.

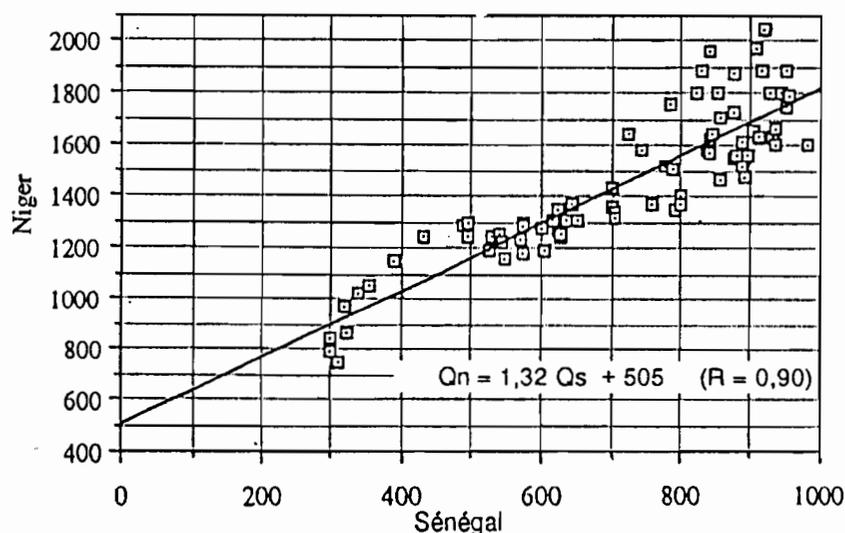


Fig. 24 - Relation entre les débits du Niger (Q_n) et du Sénégal (Q_s)

Pour des débits du Sénégal inférieurs à 700 m³/s, autrement dit pour des écoulements inférieurs au module interannuel, les deux fleuves répondent d'une manière homogène aux précipitations sur leur bassin versant respectif situé sur les flancs Nord et Est du massif du Fouta Djallon. On peut y trouver les raisons d'un comportement analogue lors des séquences sèches.

En revanche, lorsque les précipitations sont plus abondantes, les deux bassins versants réagissent de manière différente et la relation entre les écoulements des deux fleuves est aléatoire.

Depuis le début du siècle, les deux fleuves issus du même massif montagneux du Fouta Djallon, ont connu de manière synchrone 3 séquences humides et 3 séquences sèches. Ces dernières ont été centrées sur les années "1913", "1940" et "1984".

Lorsque la pluviosité est faible, le comportement des deux fleuves est similaire et leurs écoulements respectifs sont corrélés de manière hautement significative. Lorsque la pluviosité est abondante, les réponses des deux bassins aux exutoires divergent.

II LES CONSEQUENCES DURABLES DE LA SECHERESSE SUR L'APPAUVRISSMENT ACTUEL DES APPORTS DES GRANDS FLEUVES AU SAHEL

(par Jean Claude OLIVRY)

Il ne s'agit plus ici d'étudier les variations de séries pluviométriques ou hydrologiques, ou l'information historique disponible en Afrique, pour interpréter l'évolution de son climat et de préjuger, ou non, de la poursuite de la tendance sèche actuelle ou d'un prochain retour à une période humide, mais de déterminer les conséquences durables que la crise climatique que nous vivons peut avoir sur le régime hydrologique des grands fleuves intertropicaux et plus particulièrement de ceux qui viennent féconder les vallées du Sahel.

Jusqu'à une période récente, on a pensé que la variabilité de l'écoulement annuel constituait, par l'intégration spatiale du régime des précipitations qu'il suppose sur l'ensemble d'un bassin versant, un paramètre de choix dans l'étude des fluctuations climatiques (OLIVRY, 1983, 1987). De fait, les déficits pluviométriques se sont largement répercutés, et généralement amplifiés, dans l'écoulement des bassins fluviaux au point que dans la période la plus récente les paramètres hydrologiques ne sont plus en phase avec la variation pluviométrique annuelle.

A la suite des travaux qui ont précédé la construction du barrage de Rheune et des recherches sur l'intrusion saline en Casamance (OLIVRY, 1983, 1984), déjà évoqués dans cet ouvrage (chapitre III), une altération durable du régime des basses eaux a été mise en évidence (OLIVRY, 1987). Les processus en cause ont été identifiés ; ils ont une incidence marquée également dans l'écoulement annuel et la puissance des crues, et ceci a été montré plus récemment alors que l'on observait un certain retour vers la normale du régime des précipitations. Les recherches effectuées sur les "*Fleuves malades d'Afrique*" (OLIVRY, 1990, 1992, 1993) montrent que l'extension du phénomène dépasse largement les seuls bassins fluviaux soudano-sahéliens et touche aussi l'Afrique humide.

La carte de la figure 25 situe les bassins fluviaux qui seront évoqués ici.

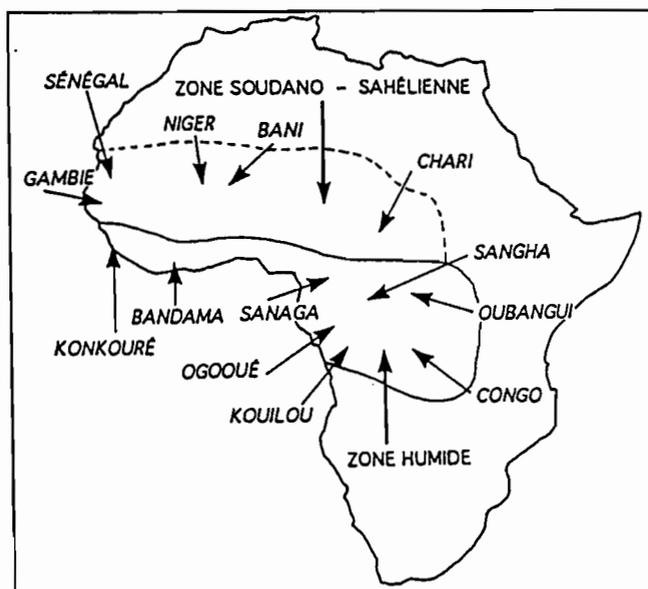


Fig. 25 - Croquis de situation des principaux bassins fluviaux étudiés en Afrique sèche et humide

A - LA MALADIE DES BASSES EAUX ET L'HYPERTARISSEMENT

Après transfert à la station d'observation des écoulements rapides (ruissellements), on observe à partir d'un certain stade de la décrue de l'hydrogramme annuel, une décroissance régulière des débits ou phase de tarissement. Celle-ci correspond à la période où la vidange des nappes souterraines constitue la seule contribution à l'écoulement des cours d'eau de la région.

Pour les cours d'eau tropicaux, cette décroissance des débits suit une loi exponentielle classique :

$$Q_i = Q_0 e^{-\alpha(t_i - t_0)}$$

avec Q_i et Q_0 , débits aux instants t_i et t_0 exprimés en jours et α , coefficient de tarissement dépendant des caractéristiques physiques et géométriques de l'aquifère qui a la dimension de l'inverse d'un temps.

1. Sur le fleuve Sénégal

Dans l'étude du fleuve Sénégal, ROCHETTE (1974) a montré qu'après une rapide phase de décrue en septembre-octobre, on abordait une première phase de tarissement, ou tarissement principal, couvrant généralement les mois d'octobre à janvier pour une gamme de débits de 500 à 50 m³/s. ROCHETTE décrit une seconde phase de tarissement, ou phase d'épuisement, plus rapide qui ne concernerait plus que les réserves de la vallée alluviale coupées des ressources des aquifères amont. Son coefficient de tarissement est de 0,045 j⁻¹; c'est cette "phase d'épuisement" qui a conduit, avant la mise en service de Manantali, à une interruption de l'écoulement du fleuve de quelques jours à quelques semaines.

Le tarissement principal, par les volumes qu'il implique et sa représentativité de l'ensemble des aquifères du bassin, constitue une caractéristique importante du régime hydrologique du fleuve Sénégal. L'étude des coefficients de tarissement montre jusqu'aux années 1972-73 une remarquable régularité des valeurs. Sur 70 ans, la moyenne est de 0,0186 j⁻¹ et l'écart type de 0,0014 j⁻¹ ($C_v = 0,075$). Les minimums (0,016 j⁻¹) correspondent aux périodes humides (années 1925-28, 1935-37, 1955-60 et 1964-68) avec une richesse et une extension maximale des aquifères. Les maximums (0,022 j⁻¹) correspondent aux périodes sèches (1913, début des années 70) mais aussi à des années abondantes comme 1922-23 ou 1950-53; les déficits des années 40 ne sont pas marqués au niveau du tarissement. Sur cette période, les variations contiennent donc une part aléatoire qui ressort probablement de l'hétérogénéité spatiale du comportement des aquifères d'une année sur l'autre; l'incidence cumulée d'années successives doit déjà être prise en compte.

Les choses changent du tout au tout au cours des années les plus récentes. Avec 14 valeurs supplémentaires, la moyenne du coefficient de tarissement (84 ans) passe à 0,0202 j⁻¹ et l'écart-type à 0,0042 j⁻¹ (multiplié par 3) ($C_v = 0,208$). L'échantillon de la période 1973-87 a pour valeur moyenne 0,0278 j⁻¹ avec écart-type de 0,0053 j⁻¹ ($C_v = 0,191$). Il s'agit donc d'un véritable bond des valeurs du coefficient de tarissement, avec un maximum de 0,038j⁻¹ en 1984, bien proche de la phase d'épuisement évoquée plus haut.

La figure 26 illustre ces variations et le changement majeur du comportement hydrogéologique du bassin versant depuis la période sèche récente. Les aquifères sont considérablement affaiblis en termes de ressource (baisse du niveau piézométrique parfois supérieure à 15 m) et d'extension spatiale.

En 1985, le déficit des ressources souterraines disponibles pendant la phase principale du tarissement est de l'ordre de 1 milliard de m³ ce qui correspond à un déficit moyen sur la période de 90 à 100 m³ s⁻¹ et un déficit de 25 m³ s⁻¹ sur le module qui aurait pu être observé dans des

conditions hydrogéologiques normales (OLIVRY, 1987). pour relativement minime qu'il soit sur l'année, ce déficit survient en saison sèche et n'aurait pu être négligé dans l'évaluation de la ressource disponible à cette époque si le réservoir de Manantali n'avait été mis en service. La régularisation du fleuve n'a pas permis de suivre l'évolution de son tarissement jusqu'aux années 90, mais on relevait déjà (OLIVRY, 1987) que le retard de la réaction souterraine dans le démarrage de l'hypertarissement (après 1975), au delà des fluctuations communes liées à l'incidence de chaque année, suggérait aussi un temps de réaction de plusieurs années pour un retour aux conditions antérieures en supposant que l'on retrouve rapidement des années de fortes précipitations. (voir extrapolation en tireté de la figure 26).

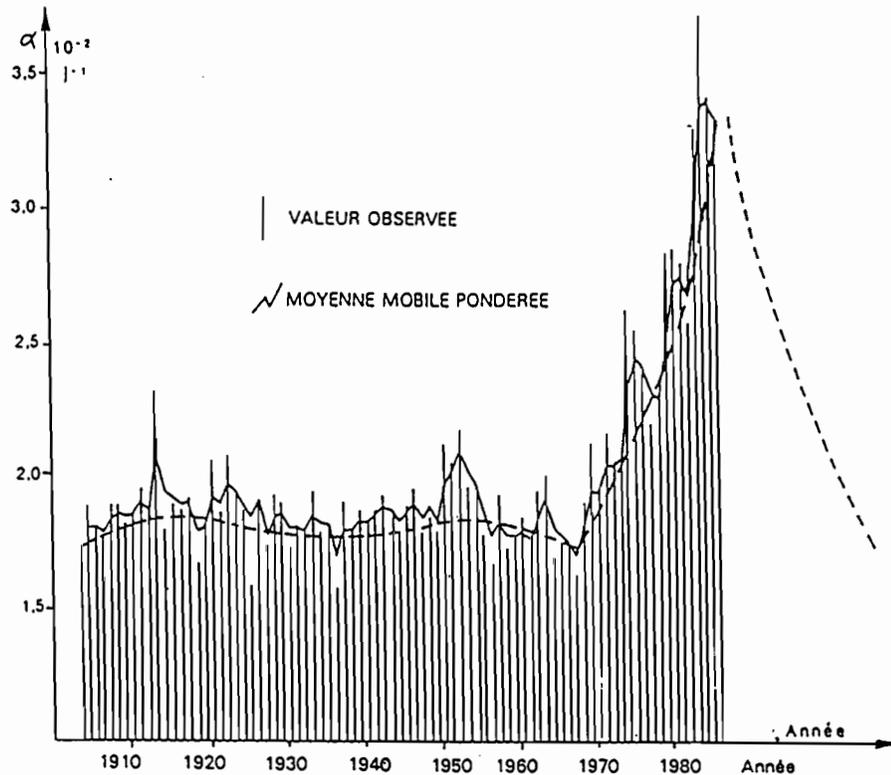


Fig. 26 - Evolution des coefficients de tarissement du fleuve Sénégal à Bakel

2. Sur d'autres cours d'eau tropicaux

Le suivi d'autres cours d'eau d'Afrique tropicale dans les années les plus récentes montre que l'hypertarissement reste la règle du régime des basses eaux.

Ainsi sur le fleuve Niger à Koulikoro (bassin de 120 000 km²) observé depuis 1907, les données montrent un tarissement antérieur à 1975 partagé entre une première période de 40 ans avec un coefficient moyen de 0,026 j⁻¹ et une seconde période "humide" de 20 ans avec un coefficient moyen de 0,023 j⁻¹. Dans la période actuelle, après 8 années à coefficient moyen d'environ 0,028 j⁻¹ on observe une montée brutale dans l'évolution des coefficients de tarissement jusqu'à des valeurs de 0,040 j⁻¹ au début des années 90. Le fleuve Niger montre une réaction plus tardive que le fleuve Sénégal mais tout aussi importante.

Dans le cas du Bani, principal affluent du Niger (102 000 km² à Douna), l'évolution du tarissement est tout aussi significative. De 1950 à 1975, le coefficient moyen est de 0,023 j⁻¹ ; il passe à 0,03 j⁻¹ à la fin des années 70 et à 0,04 j⁻¹ à la fin des années 80.

Plus à l'est, le Chari observé à N'Djaména (600 000 km²), principal tributaire du lac Tchad a un tarissement relativement stable de 1933 à 1978 (coefficient moyen de 0,019 j⁻¹). Ensuite, le tarissement n'a cessé de s'accroître pour atteindre des valeurs du coefficient supérieures à 0,035 j⁻¹.

On peut multiplier les exemples dans la région soudano-sahélienne et le phénomène est encore sensible dans les zones tropicales humides même s'il est plus nuancé. Ainsi, sur l'Oubangui à Bangui (488 000 km²), le coefficient de tarissement moyen était de 0,02 j⁻¹ pour la période 1935-1975 ; il est de 0,025 j⁻¹ sur les quinze dernières années. Il a augmenté de 30% de 1980 à 1985 et sa valeur maximale est de 60% plus forte que la moyenne antérieure à la "sécheresse". Sur la Sangha (forêt nord-équatoriale), la valeur maximale observée en 1987 est de 40% plus forte que la moyenne antérieure à 1972. Comme pour l'Afrique sèche, le phénomène s'accroît à partir de 1980.

La figure 27 permet de comparer sur valeurs lissées (moyennes mobiles sur 5 ans) l'évolution du coefficient de tarissement en zone soudano-sahélienne, sur l'Oubangui et la Sangha. On retiendra que le temps nécessaire pour que le débit de tarissement des cours d'eau soudano-sahéliens diminue dans le rapport de 10 à 1 est passé grosso modo de 4 mois à 2 mois.

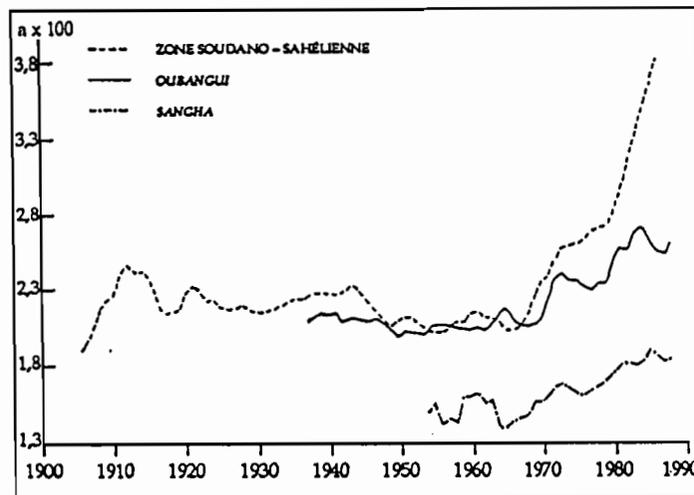


Fig. 27 - Evolution du coefficient de tarissement en Afrique soudano-sahélienne et sur deux cours d'eau d'Afrique Centrale. Le débit de tarissement est donné à l'instant t par l'expression :

$$Q_t = Q_0 e^{-\alpha(t-t_0)} \quad \text{Le coefficient } a \text{ est l'inverse d'un temps exprimé en jours.}$$

On ne s'étonnera pas que cette évolution du tarissement conduise à observer pendant la saison sèche des étiages qui comptent systématiquement parmi les plus faibles des chroniques observées. Cela a été dit, l'écoulement a même cessé sur le Niger à Niamey et le Sénégal à Bakel, en 1984. N'était le soutien artificiel des aménagements hydrauliques, ces cours d'eau ne serait plus pérennes aujourd'hui. Ce serait un lieu commun que d'insister davantage sur la pauvreté des étiages soudano-sahéliens. Par contre, un complément d'information sur l'évolution des étiages en Afrique humide rend bien compte de l'ampleur continentale de la crise climatique actuelle.

Depuis 1972, et de manière continue depuis 1978, les débits mensuels les plus faibles de l'Oubangui sont inférieurs à la moyenne et décroissent régulièrement. Le même phénomène est observé sur la Sangha à Ouesso depuis 1978 et bien évidemment sur les fleuves du golfe de Guinée où le déficit hydrique est encore plus marqué. Sur les vingt plus faibles débits mensuels d'étiage du Congo, dix ont été observés dans les vingt dernières années. Les six plus faibles valeurs de l'échantillon sont observées après 1983, le *minimum minimorum* étant celui de l'année 1990.

Cette faiblesse quasi générale des étiages traduit un amenuisement croissant des réserves souterraines des bassins fluviaux résultant du cumul des déficits pluviométriques.

3. Interprétation du fonctionnement des aquifères

La similitude des tarissements observés en milieu intertropical dans les chroniques de débit antérieures à la période de sécheresse doit être soulignée. Les valeurs du coefficient a se situent dans la gamme de 0,015 à 0,025 j^{-1} , en moyenne 0,02 j^{-1} , qu'il s'agisse de grands cours d'eau drainant des bassins de taille très variable ou de petites rivières aux bassins versants très limités, pour autant que les précipitations annuelles dépassent 1000-1100 mm. Les exceptions sont relevées, avec des tarissements plus lents, sur les bassins dont la géologie révèle de larges aquifères continus (nappes de plateaux gréseux : plateau Bateke au Congo, *pro parte* plateaux du Fouta Djallon en Guinée). Des tarissements plus rapides dans les régions moins arrosées traduisent une dégradation des aquifères.

Au Cameroun (OLIVRY, 1976), une bonne relation a pu être établie entre les variations du coefficient de tarissement moyen (compris entre 0,015 et 0,027 j^{-1}) et celles du coefficient de drainage de différents bassins étudiés. Le coefficient de drainage introduit la notion de largeur moyenne des interfluves. Des interfluves, on passe naturellement au concept de nappes phréatiques de versant.

L'alimentation des basses eaux des rivières apparaît comme principalement due au cumul des vidanges de petites nappes de versant assez semblables et caractéristiques de la géomorphologie générale de l'Afrique intertropicale. Ceci explique la similitude des tarissements pour des cours d'eau d'importance très variable.

D'après la loi de Darcy, le coefficient de tarissement est directement proportionnel à la conductivité hydraulique (perméabilité), à la porosité, à la surface d'échanges nappe-rivière et inversement proportionnel aux dimensions de l'aquifère. Pour un même bassin, les trois premiers termes ne varient pas ou peu, la surface d'échange nappe-rivière étant davantage liée à la largeur de la section du cours d'eau qu'à son niveau. L'augmentation considérable du coefficient de tarissement dans la période sèche correspond donc essentiellement à une réduction de l'extension des aquifères et donc de la largeur des nappes de versant.

La baisse importante du niveau piézométrique est une constante des observations hydrogéologiques des régions soudano-sahéliennes. L'augmentation considérable de l'épaisseur de la tranche aérée du sol au dessus de la surface piézométrique ne permet pas une réalimentation facile des nappes. Les eaux infiltrées connaissent un long cheminement interstitiel qui n'aboutit pas toujours à la nappe. La zone non saturée peut piéger l'ensemble de la lame d'eau infiltrée de l'année. Celle-ci pourra être reprise par évaporation ou rester en partie en attente d'apports complémentaire des années suivantes. Ceux-ci, s'ils sont assez abondants et donc que l'on observe de bonnes précipitations, finiront, (effets pistonés successifs), par aboutir à une recharge de la nappe.

C'est dans la partie amont de la nappe de versant que l'épaisseur de la zone aérée est la plus grande et donc que les problèmes de réalimentation sont les plus cruciaux. La sécheresse en privant l'aquifère amont des apports de l'infiltration a conduit à une réduction de l'extension de la nappe de versant soit par épuisement des réserves de l'amont, soit par coupure des liaisons entre les aquifères des parties aval et amont. La recharge éventuelle de l'aquifère amont reste dépendante d'un fonctionnement hydrogéologique pluriannuel et, dans la période actuelle, on observe bien un effet mémoire de la sécheresse inscrit dans l'évolution des réserves souterraines.

4. Les perspectives

Le retour à des débits plus soutenus en saison sèche suppose d'abord la reconstitution des aquifères. Celle-ci ne peut-être immédiate et cela s'est bien vu dans la faible incidence d'une meilleure pluviométrie sur le tarissement. Il n'y a pas convergence entre les variations de l'indice pluviométrique de Lamb et celles du coefficient de tarissement. Du fait même des aquifères, les réactions sont plus lentes dans la restitution des basses-eaux ; elles nécessitent un temps de

réponse de plusieurs années et ne sont effectives qu'avec le cumul de variations climatiques de même sens.

A la sécheresse climatique se surimpose avec un décalage pluriannuel une sécheresse spécifique aux cours d'eau qu'on pourrait appeler "sécheresse phréatique". Les lois de l'hydrogéologie sont telles que, dans de bonnes conditions de pluviosité, l'amélioration du régime de basse-eaux pourrait demander un temps comparable à celui qui a conduit à son actuelle dégradation.

Le moteur des évolutions possibles reste bien évidemment l'évolution climatique des prochaines décennies.

Plusieurs scénarios sont possibles :

- poursuite ou aggravation de l'état de sécheresse : les processus mis en évidence sont exacerbés ; les fleuves cesseront assez rapidement d'être pérennes en saison sèche par suite de l'épuisement des réserves. C'est le schéma qui conduit au régime des cours d'eau sahéliens et subdésertiques et, à long terme, aux réseaux hydrographiques fossiles du Sahara.

- apparition d'une longue période humide, comparable en durée à la période déficitaire actuelle : un retour progressif aux basses eaux antérieures est prévisible, avec une abondance retrouvée des ressources en eau dans ces régions au terme de dix ou quinze ans dans le contexte actuel.

- reprise momentanée de la pluviosité excédentaire (moins de dix années consécutives) : on observera une légère amélioration, mais le retour aux basses eaux antérieures sera interrompu par de nouveaux épisodes secs ; de la durée de ceux-ci dépendra l'évolution future du régime des cours d'eau. Alternant avec des épisodes humides, ce scénario conduit à une stabilisation des coefficients de tarissement à un niveau supérieur à celui observé lors des décennies antérieures à 1975, et donc à un appauvrissement durable des ressources de saison sèche.

Sans s'attarder aux conséquences du scénario le plus pessimiste, il convient de souligner que l'occurrence d'une situation climatique médiane conduit à pérenniser la dégradation du régime hydrologique des fleuves de la région et que dans la perspective la plus optimiste, les effets de l'actuelle sécheresse se feront encore sentir pendant plusieurs années.

Le déficit d'alimentation des fleuves par les nappes souterraines, apparent en saison sèche et étudié ici, est bien entendu sous-jacent en période de crue et ceci explique aussi la faible hydraulicité et les modestes maximums de crue que l'on continue d'observer malgré une certaine reprise de la pluviosité.

B - L'EVOLUTION RECENTE DES PRECIPITATIONS ET DES ECOULEMENTS EN AFRIQUE INTERTROPICALE

L'évolution récente des régimes hydrologiques en Afrique intertropicale tributaire de la façade atlantique du continent est essentiellement marquée par un appauvrissement généralisé des ressources en eau. Rappelons qu'en Afrique tropicale sèche les déficits pluviométriques, marqués par une première phase aiguë dans les années 1972 et 1973, n'ont jamais cessé, même s'ils ont varié en extension et en intensité suivant les années. Une recrudescence notable de la sécheresse s'est manifestée en 1983 et 1984 et les déficits restent la règle jusqu'à la période actuelle. Ceux-ci se sont exacerbés au niveau des écoulements des grands fleuves. L'ampleur géographique du phénomène et sa durée, sans équivalence connue dans les chroniques hydroclimatiques, ont conduit certains auteurs à parler de rupture climatique (CARBONNEL & HUBERT 1985).

Au cours des années 80, l'extension de la sécheresse vers les pays plus au sud, mais toujours soumis aux mêmes mécanismes climatiques, devient plus marquée. La raréfaction des

pluies concerne les deux hémisphères et 21 pays africains sur 50 seront déclarés sinistrés en 1985 (SIRCOULON & OLIVRY 1986). Les grands fleuves de l'Afrique humide des zones tropicales et équatoriales sont à leur tour sérieusement affectés par des écoulements déficitaires. Une tendance quasi générale à la baisse est observée; celle-ci va bien au-delà de l'irrégularité interannuelle observée à l'occasion de déficits pluviométriques annuels ponctuels. Ainsi, la plus grande zone forestière intertropicale du monde, après l'Amazonie, est soumise globalement à un appauvrissement notable de ses ressources en eau.

Le phénomène est observé aussi bien sur les fleuves soumis aux régimes tropicaux sec et humide marqués par une seule saison de hautes-eaux que pour les fleuves soumis au régime équatorial caractérisé par deux saisons de hautes-eaux.

Dans les régions soudano-sahéliennes, les hauteurs annuelles de précipitation montrent une tendance à la baisse particulièrement accusée dès 1968 avec des valeurs presque toujours inférieures aux médianes. Certains indices régionaux (LAMB, 1985, NICHOLSON *et al*, 1988) montrent cette dégradation constante depuis vingt ans. Une amélioration récente a été observée mais reste encore très relative puisque les précipitations annuelles sont toujours déficitaires. La figure 28 actualise les travaux de S. NICHOLSON (*op.cit*) jusqu'en 1990.

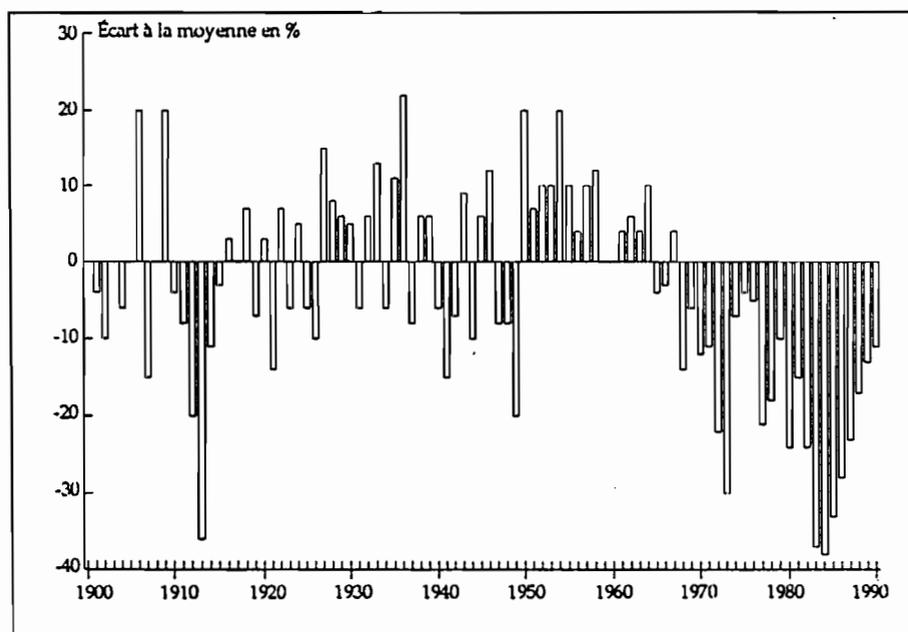


Fig. 28 - Index pluviométrique de l'Afrique tropicale sèche de 1900 à 1990

L'Afrique humide montre également une tendance générale à la baisse des précipitations mais avec des nuances spatiales qui doivent être soulignées. Ainsi les zones côtières très arrosées, de la Guinée au Nigéria, paraissent en phase avec ce qui est observé dans la zone soudano-sahélienne. En valeur absolue, les déficits sont très importants, ils peuvent atteindre jusqu'à 1000 mm dans des régions de précipitations interannuelles de 2500 à 3000 mm. Plus à l'est, vers l'Afrique Centrale, la tendance est d'abord beaucoup moins nette en bordure de l'océan Atlantique puis s'accroît de nouveau vers l'intérieur du continent sans toutefois retrouver l'ampleur des régions nord du golfe de Guinée. Cette analyse rapide a été obtenue à partir de l'étude des données de 1000 postes pluviométriques des bassins tributaires de la façade atlantique du Sénégal à l'Angola et de l'application d'indices régionaux d'homogénéisation par zone géomorpho-climatique (figure 29 ; MAHE, 1992).

Comme pour les précipitations, une comparaison de l'évolution des écoulements de surface entre différents bassins fluviaux nécessite que l'on prenne pour référence l'évolution des débits des fleuves soudano-sahéliens.

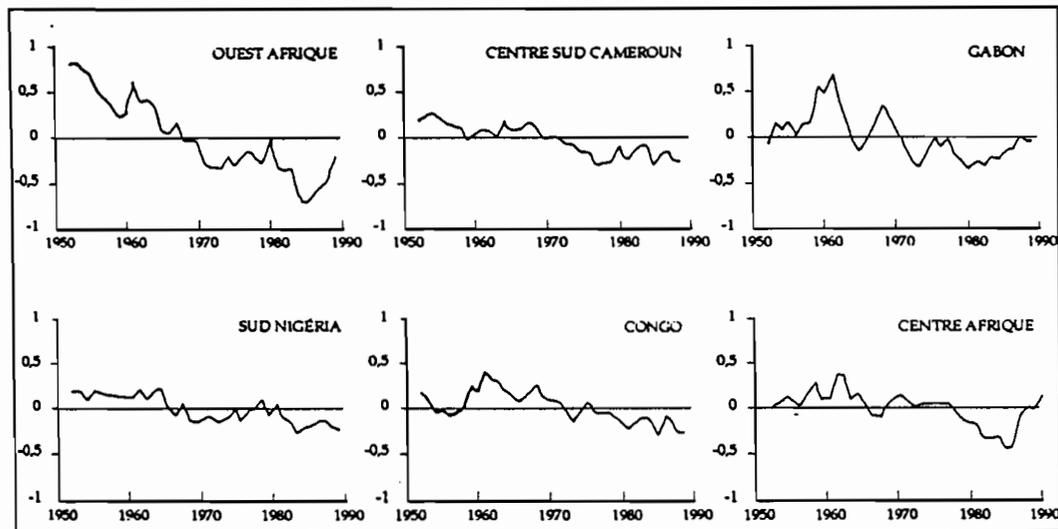


Fig. 29 - Evolution des précipitations annuelles depuis 1950 dans différentes régions d'Afrique humide. Moyennes mobiles des écarts réduits (MAHE, 1992)

La chronique des modules du Niger à Koulikoro a déjà été comparée à celle du fleuve Niger. Dans la période récente on a relevé qu'en dépit de certains sursauts d'une relative abondance en 1974, 75, 76 puis en 1979, l'hydraulicité des fleuves de la région n'a cessé de se dégrader. Rappelons qu'après le "minimum minimorum" de 1984, le module le plus bas est celui de 1989 sur le Niger.

Cette tendance persistante à la baisse doit être soulignée car elle montre une dégradation durable du système hydrologique malgré un retour assez sensible à de meilleures conditions de précipitations.

A partir des modules du Sénégal, du Niger et du Chari, on a calculé pour chaque année l'hydraulicité moyenne soudano-sahélienne depuis le début du siècle. Cet indice a été reporté dans la figure 30. Les fluctuations récentes montrent que la ressource en eaux de surface a diminué de moitié sur la dernière décennie.

Les fleuves côtiers de l'Afrique de l'Ouest humide sont en phase avec ceux de la zone tropicale sèche. En Afrique Centrale, les débits du Congo sont connus depuis 1903; les observations commencent en 1930 sur l'Oubangui, 1935 sur l'Ogooué et 1948 sur la Sangha. L'évolution de l'hydraulicité de ces quatre fleuves a été reproduite dans la figure 30. La variable retenue est le rapport entre la variation d'hydraulicité et l'écart-type des hydraulicités. Ceci permet de mesurer de manière comparable l'impact du changement climatique sur des bassins dont la variabilité naturelle est différente (régime équatorial ou tropical).

L'analyse la plus intéressante concerne le fleuve Congo-Zaïre, de par sa durée et sa représentativité spatiale. Le module interannuel sur l'ensemble de la période d'observation est de $41000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (86 ans) (BRICQUET, 1990). Les modules extrêmes sont de $55200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1962 et $33300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ en 1984. Le fleuve a été relativement régulier sur toute la période antérieure à 1960. La décennie 71-80 est proche de la normale avec une période largement déficitaire centrée sur 1972 et 1973. La décennie 1981-1990 connaît un appauvrissement général des écoulements notamment en 1984.

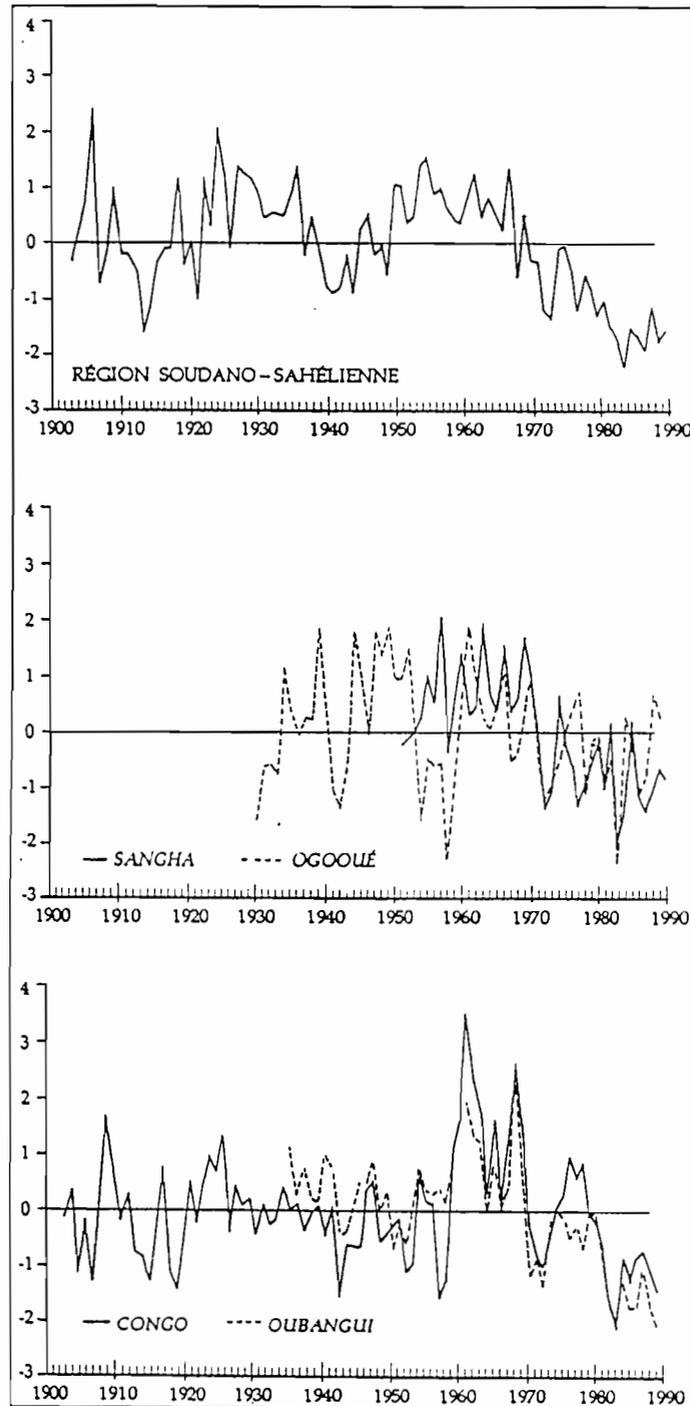


Fig. 30 - Variation de l'hydraulicité (écarts réduits) depuis l'origine des observations pour l'Afrique sèche et pour quatre grands bassins fluviaux d'Afrique centrale. L'écart réduit d'une variable x est la différence entre la valeur i et sa moyenne rapportée à l'écart type de cette variable = $\frac{x_i - \bar{x}}{\sigma_{x_i}}$

Ce schéma se retrouve sur l'Oubangui à Bangui où toute la séquence est déficitaire depuis 1970 avec une accentuation du phénomène dans les années 80. L'Oubangui est à son plus bas niveau connu en 1990 avec un module de $2190 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour une valeur moyenne de $3970 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Sur la Sangha, la période récente reste déficitaire notamment pour la décennie 1981-1990 où les modules atteignent les plus basses valeurs de la série d'observations.

Les lames écoulées moyennes des quatre dernières décennies ont été indiquées dans le tableau V en regard des précipitations.

BASSINS et SUPERFICIE	en mm	Décennies				Moyenne
		1951/1960	1961/1970	1971/1980	1981/1990	
SENEGAL 218000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1071 126	985 116	843 66	766 45	966 103
NIGER SUPERIEUR 120000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1649 472	1527 420	1403 326	1315 218	1526 406
GAMBIE 42200 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1365 276	1226 271	1049 138	991 104	1213 229
KONKOURE 16200 km ²	Pluie Lame Ecoulée	2881 1377	2686 1240	2317 897	2208 795	2531 1084
BANDAMA 60000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1383 228	1316 204	1198 112	1119 93	1257 160
SANAGA 131500 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1924 511	1867 504	1800 422	1722 420	1831 466
OUBANGUI 488000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1578 266	1573 318	1486 229	1515 179	1539 248
SANGHA 158000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1637 357	1655 371	1596 297	1571 279	1615 326
OGOUE 203000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1792 694	1839 778	1757 686	1776 659	1791 705
KOUILOU 56600 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1570 535	1644 583	1511 471	1427 451	1541 510
ZAIRE 3500000 km ²	Pluie Lame Ecoulée	1511 366	1467 438	1446 378	1440 340	1467 381

Tableau V

Précipitations et écoulements annuels de bassins fluviaux caractéristiques des différentes zones de l'Afrique calculés par décennie et sur la période 1951-1990

Alors que la baisse des précipitations semble stabilisée, voire moins importante, dans les dix dernières années, l'écoulement des fleuves continue de s'appauvrir dans des proportions importantes. Le régime hydrologique des fleuves d'Afrique intertropicale est directement influencé par celui des précipitations mais subit aussi, avec un effet retard, l'incidence du cumul de déficits pluviométriques répétés.

Sur l'ensemble de l'Afrique intertropicale humide, tributaire de la façade atlantique du continent, l'écoulement annuel moyen sur quarante ans est de 2350 milliards de m³ dont 1350 milliards pour le bassin du Congo/Zaïre.

Les deux décennies déficitaires 1971-80 et 1981-1990 voient l'écoulement annuel tomber respectivement à 2190 et 1985 milliards de m³, soit -7 et -16% des apports moyens.

Le tableau VI regroupe, par grandes régions hydrologiques, les volumes écoulés chaque année pour les deux dernières décennies avec indication des écarts par rapport aux moyennes établies sur 40 ans. Pour toutes les régions, l'appauvrissement des fleuves s'accroît

considérablement au cours de la période 1981-1990. Durant cette période, le déficit des apports de l'Afrique centrale et du golfe de Guinée totalise $330 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$. Ce déficit comprend celui de l'Afrique équatoriale : $190 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ dont 150 pour le seul bassin du Zaïre. De la Guinée (Konkouré) au Nigéria, le déficit est de $130 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ (contre $75 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ pour la décennie précédente); en valeur relative, c'est donc 32% des apports qui manquent à la région, entraînant de nombreuses défaillances dans le fonctionnement des aménagements hydroélectriques (en Côte d'Ivoire notamment).

Tableau VI

Volume des apports annuels des tributaires africains de l'Océan Atlantique pour les deux dernières décennies et écarts à la moyenne 1951-1990

Volumes annuels en km^3					
Régions hydrologiques	Moyenne 40 ans	Décennies 1971/80 a	déficitaires 1981/90 b	Ecart%	
				a	b
Afrique humide					
Zaïre et bas Congo	1350	1325	1200	-2	-11
Nord Equateur					
Gongo-Gabon Cameroun	335	300	295	-10	-12
Adamaoua					
Côtes Nigéria	265	240	220	-10	-17
Guinée et côtes					
Golfe de Guinée	400	325	270	-18	-32
Total Afrique humide	2350	2190	1985	-7	-16
Afrique sèche					
Sénégal, Gambie.. Niger	235	205	170	-13	-27
Total du Sénégal au Congo	2585	2395	2155	-7	-17

Pour compléter cette présentation de l'écoulement des eaux continentales de l'Afrique vers l'Atlantique, on a indiqué les apports des fleuves de l'Afrique sèche (Sénégal, Gambie...Niger et Bénoué...). La moyenne de $235 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ ($275 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ avec le système Chari, tributaire du lac Tchad), relativise considérablement l'importance (1/10) de l'Afrique sèche par rapport à l'Afrique humide. L'appauvrissement de la ressource en eau est pour la décennie 1971-80 de $160 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ en Afrique humide, $30 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ en Afrique sèche (rapport de 5,3). Pour la décennie 1981-90, les valeurs sont respectivement de $375 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ et $65 \text{ km}^3 \text{ an}^{-1}$ (rapport de 5,8).

Cet appauvrissement a plus que doublé d'une décennie à l'autre en dépit de précipitations moins déficitaires. Le Congo-Zaïre avec plus de 50% des apports à l'Atlantique accuse à lui seul plus du 1/3 des pertes de la dernière décennie.

Etant donné la très forte hydraulicité des périodes 1950-1960 et 1960-1970, on serait tenté de croire que le choix de cette période de 40 ans pour calculer les moyennes fausse les résultats. Si la moyenne annuelle calculée depuis le début du siècle n'a pas significativement

changé pour la région Zaïre-bas Congo, celle des apports de l'ensemble des autres grandes régions peut être estimée à 40 km^3 en dessous de la moyenne 1951-1990, ramenant le déficit moyen annuel pour la période 1981-1990 de 430 km^3 à 390 km^3 .

Pour situer l'importance de ce déficit annuel, il suffit d'imaginer la disparition de tout écoulement fluvial pendant dix ans sur $2\,000\,000 \text{ km}^2$ de l'Europe de l'Ouest.

C - EVOLUTION DE LA PUISSANCE DES MAXIMUMS DE CRUE ANNUELS

Les crues pluviales tropicales observées chaque saison humide pour les petites rivières tendent en aval, sur les grands et très grands bassins, à se fondre en un seul gonflement principal, ou deux en régime équatorial (PARDE, 1933), pour constituer les hautes eaux caractérisées notamment par le débit maximum atteint chaque année. Si les hautes eaux correspondent bien à une situation hydrologique se répétant tous les ans aux périodes d'abondance pluviométrique (Frécaut, 1982), il n'est pas abusif de considérer le maximum annuel atteint comme une variable caractérisant le régime des crues des grands hydrosystèmes qui intègrent la répartition spatio-temporelle des précipitations et les caractéristiques physiographiques des bassins.

La puissance des crues des grands cours d'eau intertropicaux d'Afrique peut être qualifiée de très médiocre à médiocre suivant la classification de M. Pardé sur la base du calcul du coefficient de crue défini par P. Myer, A. Coutagne et M. Pardé ($A : \text{Qm}^3\text{s}^{-1}/\text{S}^{0,5} \text{ km}^2$). Ainsi les valeurs extrêmes des maximums annuels de crue ont des coefficients de 28 à 6 pour le Niger, 35 à 4 pour le Bani, 20 à 2 pour le Sénégal, 20 à 8 pour l'Oubangui, 40 à 24 pour le Congo Zaïre.

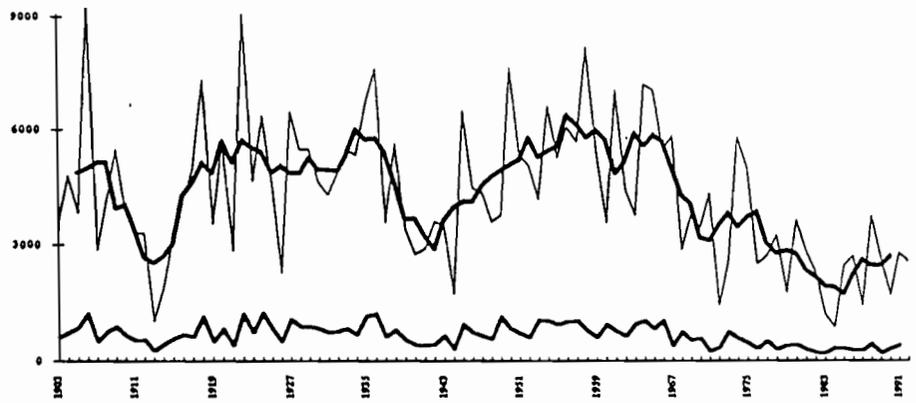
Cette médiocrité de la puissance des crues est une caractéristique du continent africain aussi bien en Afrique sèche où les précipitations restent modestes et l'aptitude à l'écoulement du bassin versant est faible, qu'en Afrique humide où des précipitations plus abondantes ne produisent qu'une onde de crue largement étalée dans le temps du fait de la végétation dense des bassins.

Au cours des deux dernières décennies, l'affaiblissement de la puissance des crues n'a fait que s'accroître ; par rapport aux valeurs moyennes, les coefficients de crue ont été divisés par 2,2 sur le Niger, 4 sur le Bani, 5 sur le Sénégal mais seulement 1,7 pour l'Oubangui et 1,2 pour le Congo où la variabilité interannuelle est moindre.

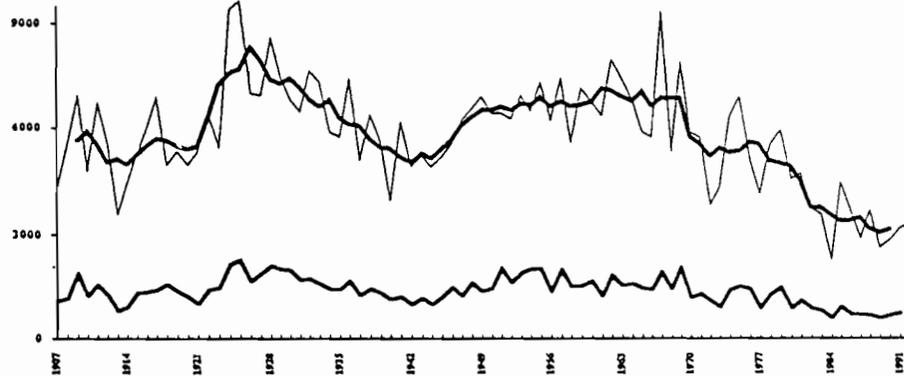
L'examen des chroniques de débits maximums annuels montre une évolution historique pratiquement calquée sur celle de l'écoulement annuel (figure 31).

Pour l'Afrique soudano-sahélienne de l'Ouest, la baisse des maximums de crue paraît intervenir dès 1968 pour le Sénégal après une séquence de fortes crues pratiquement continue depuis 1950 ; la tendance s'accroît dans les années 72 et 73, années où elle apparaît sur le Niger, le Bani et l'ensemble des cours d'eau de la région. Une reprise en 1974 et 1975 laisse supposer un temps que l'épisode déficitaire est comparable à ceux déjà observés dans le siècle en 1913 et au début des années 40, mais la tendance à la baisse reprend dès 1976 attestant d'un phénomène climatique majeur dans les années qui suivent. Le creux de la vague paraît atteint dans les années 1983-84 mais l'évolution ultérieure montre globalement une stagnation de l'amplitude des crues. Sur le Chari plus à l'est, et hormis les faibles crues 1972 et 73, la tendance à la baisse est plus tardive (1979-1980) mais particulièrement marquée et continue jusqu'à nos jours à l'exception de la crue de 1990 qui atteint la valeur moyenne de toute la série.

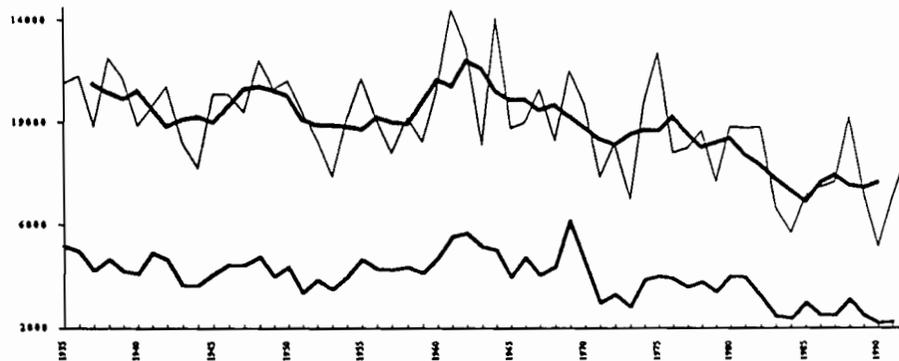
En passant en Afrique Centrale, plus vers le sud et des régions plus arrosées, les chroniques montrent que la période de faibles maximums annuels ne commence vraiment qu'avec les années 80 et, surtout, à partir de 1983, même si une tendance à la baisse apparaît dès 1965 par rapport aux forts maximums de la séquence humide. On soulignera pour l'Oubangui, le maximum le plus faible observé en 1990, celui de 1983 étant le second de la série. Sur le Congo, l'ensemble de la dernière décennie montre des valeurs inférieures à la moyenne, le minimum étant observé pour le même débit en 1983 et 1958.



Niger à Koulikoro



Oubangui à Bangui



Congo à Brazzaville

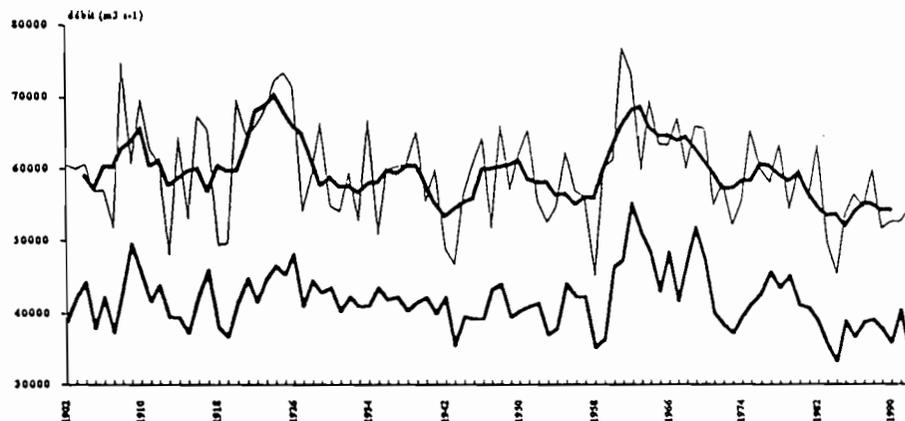


Fig. 31 - Variation des débits maximums de crue et des modules sur quatre grands fleuves d'Afrique intertropicale (en trait fort, moyenne mobile sur 5 ans des Q_{max} .)

Cette information peut être synthétisée à travers les valeurs moyennes des maximums de crue calculées par tranche de 5 ans ou de 10 ans; dans les deux cas on retrouve partout une décroissance des valeurs depuis une vingtaine d'années en Afrique soudano-sahélienne et plus d'une dizaine d'années en Afrique humide.

Au plan statistique, le Sénégal montre sur les 25 dernières années, 22 années à maximum inférieur à la médiane. Le nombre tombe à 19 pour le Niger, mais pour les onze dernières années, dix ont un maximum inférieur à la valeur décennale sèche. Pour l'Oubangui, sur les dix plus faibles valeurs de l'échantillon de 58 ans, 8 concernent les dix dernières années, les deux autres étant celles de 1973 et 1979.

Par opposition à l'étude des étiages ou de l'écoulement annuel où l'évaluation du risque se situe en termes de potentialités des ressources en eau, les études de prédétermination des crues s'intéressent principalement à l'évaluation du risque de fortes crues ; cependant pour nombre d'hydrosystèmes où la crue annuelle est, avec l'inondation de plaines, promesse de cultures de décrue ou de ressources halieutiques, l'analyse statistique des événements de période sèche est tout aussi importante. La tentation est forte, en parlant de rupture climatique, de traiter deux populations différentes : avant et depuis la "grande sécheresse". La comparaison des prédéterminations ajustées aux différentes séries de valeurs (série complète, série antérieure à 1970, série de 1971 à 1992) montre le danger, pour un projeteur, de l'estimation des risques sur la seule période actuelle pour les crues exceptionnelles : 35% de sous-estimation pour le Sénégal, 24% pour le Niger, 14% pour l'Oubangui, 9% pour le Congo par rapport à la série complète. Par contre, il n'y a pas de différence significative entre les prévisions des fortes crues de la série complète et de la série antérieure à 1970. Bien évidemment, pour ce qui est de la prévision des faibles crues, la série actualisée à 1992 donne des valeurs nettement inférieures à celle qui s'arrête en 1970. (Tableau VII)

Tableau VII

Exemple de prédétermination des maximums annuels de crue du Niger à Koulikoro (1) et du Sénégal à Bakel (2) pour trois séries de valeurs

(1)

	Période de retour sèche (ans)				Médiane	Période de retour humide (ans)			
	100	50	20	10		2	10	20	50
1907 1992	2260	2680	3300	3800	5590	7735	8290	8910	9330
1907 1970	3400	3730	4240	4690	6290	7880	8330	8840	9180
1971 1992	1340	1680	2200	2660	4280	5900	6360	6870	7220

(2)

	Période de retour sèche (ans)				Médiane	Période de retour humide (ans)			
	100	50	20	10		2	10	20	50
1903 1992	1290	1520	1900	2280	3990	6680	7700	9030	10030
1903 1970	1980	2200	2550	2910	4510	7030	7990	9240	10170
1971 1992	750	904	1160	1400	2540	4310	4990	5870	6530

La comparaison des hydrogrammes de crue des différents fleuves étudiés montre dans la période actuelle deux types de situation :

- un hydrogramme tronqué sans maximum nettement affirmé correspondant à une saison des pluies normale en durée mais très déficitaire au coeur de la saison.
- un hydrogramme réduit en durée correspondant à une saison des pluies tardive ou écourtée.

Dans les deux cas, le volume de la crue et le maximum sont faibles. Les coefficients de pointe, évalués ici comme le rapport du débit maximum au module annuel, montrent que la tendance générale de la période actuelle est caractérisée par des hydrogrammes de crue plus étroits. Ainsi par rapport à la moyenne de ce coefficient calculé sur les 40 dernières années, on observe des coefficients moyens qui augmentent sur les deux dernières décennies. On passe sur le Sénégal de 5,6 à 7,1 et 7,6, sur le Niger de 3,8 à 4,9, sur l'Oubangui de 2,5 à 2,7 et 3.

L'approche graphique qui consiste à mettre en relation le débit maximum de crue avec le module conduit au même type de conclusions. Si on traite séparément les deux échantillons (avant, après 1970), les relations obtenues ont des droites de régression à pente plus forte pour la période actuelle. Cela signifie bien des coefficients de pointe de crue supérieurs à ceux de la période antérieure à 1970, et, par suite, que l'écoulement annuel est concentré sur un hydrogramme de crue de plus courte durée, mais cela ne concerne qu'un champ de faibles valeurs. Les coefficients de corrélation de ces relations apportent une information complémentaire. Ils sont plus élevés et montrent pour la plupart des fleuves des relations plus étroites entre les variables de la période actuelle, ce qui traduit encore la concentration de l'écoulement annuel sur l'hydrogramme de crue, sans les apports annexes qui donnaient des hydrogrammes plus irréguliers et étalés dans le temps dans la période antérieure (Fig. 32).

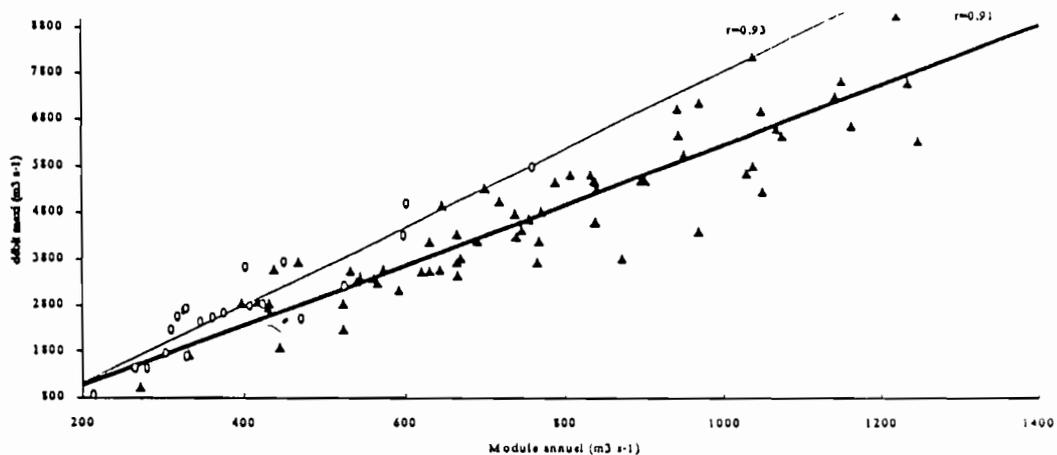
La mise en régression des variables de l'ensemble de la période d'observation, avec deux séries qui élargissent considérablement l'amplitude de variation des paramètres, aboutit à de bonnes relations globales. Dans la plupart des cas étudiés le module apparaît comme une fonction exponentielle du débit maximum de crue.

Que ce soit pour les étiages, l'écoulement annuel ou les maximums de crue, les observations récentes ont montré une certaine durabilité du déficit hydrologique dans le même temps où les précipitations voient leur déficit diminuer.

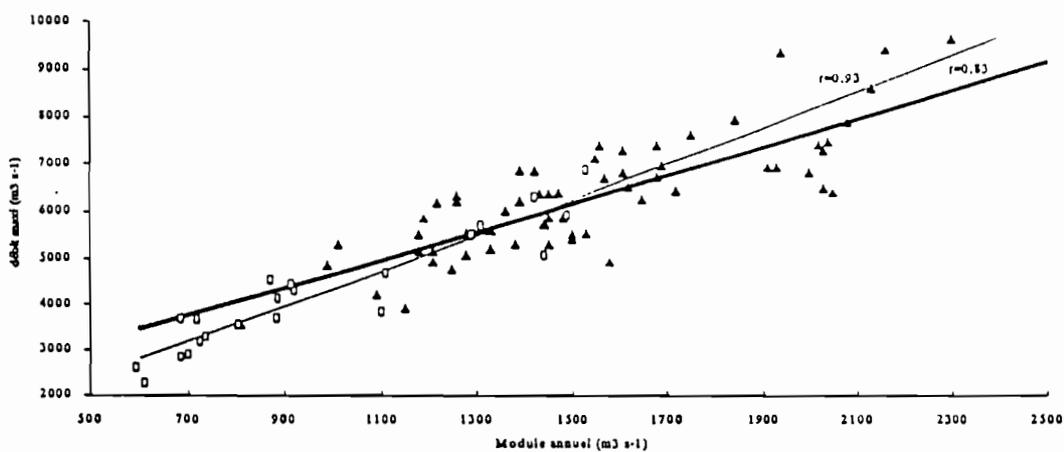
On constate notamment que pour des saisons des pluies équivalentes le maximum de crue de la période actuelle reste nettement plus faible que dans le passé. Ainsi, sur le bassin du Niger, les précipitations se sont rapprochées de la normale en 1991 pour la plus grande satisfaction des populations rurales dont les cultures pluviales ont été de bon niveau, mais le fleuve lui-même n'a pas marqué de réaction très sensible.

La même année, des études du ruissellement sur petits bassins représentatifs au Mali ont permis d'observer quelques événements pluviométriques journaliers intenses, dont certains de fréquence décennale, et des conditions générales de genèse des crues sans modification significative par rapport aux observations effectuées une trentaine d'années auparavant. Ces observations rejoignent les conclusions de nombreux auteurs. Il arrive même parfois en zone soudano-sahélienne que la dégradation du milieu ait entraîné de meilleures conditions de ruissellement et des débits de pointe de crue plus élevés pour le même type d'averse. A l'échelle de grands bassins, il est donc permis de penser que dans de mêmes conditions pluviométriques, la contribution à l'hydrogramme de crue des écoulements rapides (ruissellement et écoulement hypodermique) sera identique.

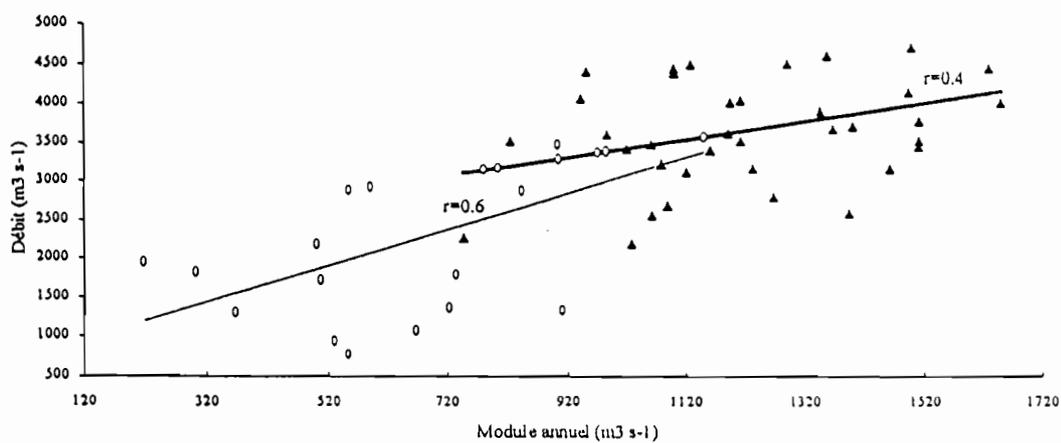
Dès lors, il faut rechercher la persistance de l'amoindrissement de la puissance des crues dans une contribution réduite des apports d'origine souterraine.



Niger à Koulikoro



Chari à N'Djaména



▲ avant 1970 ○ après 1970

Fig. 32 - Exemple de relations entre modules annuels et débits maximums de crue (Sénégal, Niger et Chari)

Ceci nous ramène aux observations effectuées sur le tarissement principal de ces grands fleuves. La part de cet écoulement de base est difficile à chiffrer sur les grands bassins ; elle est probablement plus importante qu'on ne l'imaginait, mais a considérablement diminué dans la période actuelle. On a reconstitué le schéma théorique de composition de ces écoulements pour deux hydrogrammes de crue correspondant aux périodes étudiées et à des conditions pluviométriques identiques. Le volume "ruisselé" est le même; le volume d'origine phréatique ("écoulement de base") est déduit de la courbe du tarissement principal. Les hydrogrammes montrent un maximum de crue nettement plus faible dans la situation actuelle (Fig. 33). Un retour à la normale nécessitera une reconstitution des aquifères superficiels qui suppose plusieurs années consécutives de bonnes précipitations.

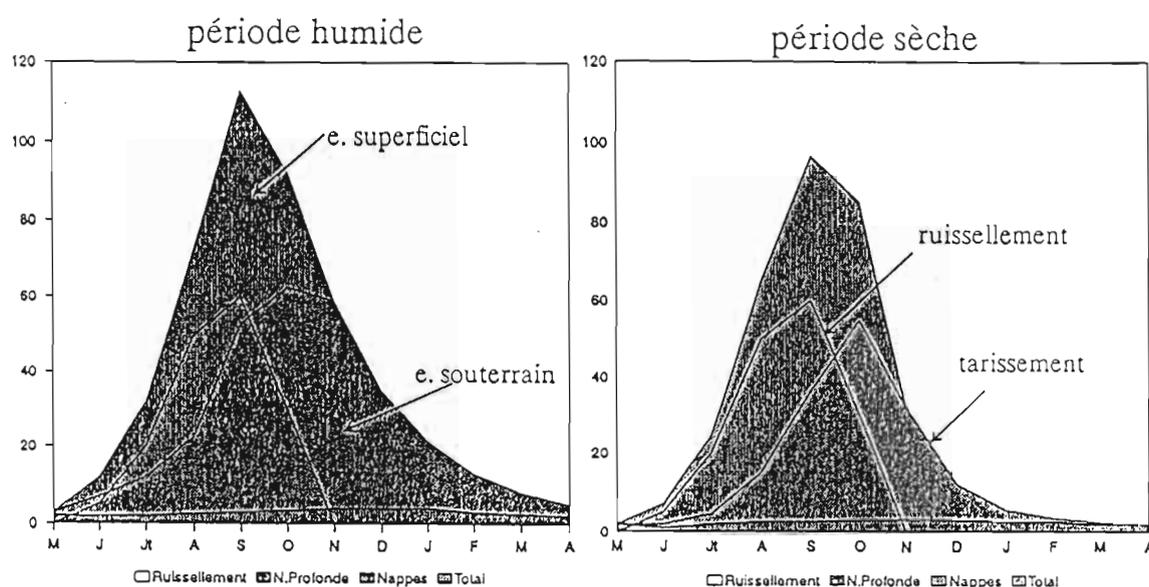


Fig. 33 - Contribution de l'écoulement de base à l'hydrogramme de crue expliquant la persistance du déficit hydrologique dans des conditions pluviométriques identiques (débits fictifs en ordonnée)

Le régime déficitaire des précipitations de la période actuelle est bien évidemment responsable de la baisse de puissance des crues. Il a d'abord un effet immédiat, avec des crues réduites en puissance et (ou) en durée suivant la saison des pluies. Il a ensuite un effet mémoire avec le cumul de déficits des années antérieures et des apports réduits des nappes phréatiques. On doit donc s'attendre à une certaine persistance des faibles maximums de crue même dans l'éventualité d'un retour à une séquence humide.

CONCLUSIONS

On a montré que l'appauvrissement des ressources en eau de l'Afrique intertropicale résultait à la fois de la crise climatique que connaît le continent africain et de l'effet cumulé des déficits pluviométriques. La persistance de déficits hydriques aigus, au delà des crises majeures des précipitations, indique que les fluctuations hydrologiques ne peuvent être traitées au seul pas de temps annuel.

L'implication des aquifères des bassins - leur épuisement, la réduction de leur extension - à travers la contribution des écoulements de base, conduit à une minoration durable de l'abondance de la ressource hydrologique dans la région. Un éventuel retour à des conditions de précipitations excédentaires devra être soutenu sur plusieurs années pour permettre la reconstitution des aquifères et un retour à des conditions hydrologiques "normales".

Pour revenir au cadre plus étroit de cette étude, aux régions soudano-sahéliennes et aux "fleuves malades de l'Afrique sèche", il semble qu'un minimum de dix années de bonnes conditions climatiques soit nécessaire pour cette "normalisation". Dans l'attente d'un changement climatique favorable, l'appauvrissement des ressources en eau de l'Afrique sèche a donc toutes chances de rester une constante de l'hydrologie régionale jusqu'à la fin du XXème siècle.

Bien évidemment, un retour à de bonnes précipitations aura des conséquences immédiates sur la production des cultures pluviales dans les terroirs villageois traditionnels. Mais dans la situation actuelle, les politiques d'aménagements hydrauliques et le développement d'une agriculture irriguée restent la meilleure garantie d'une production tendant à l'auto-suffisance alimentaire.

Face à l'exode rural, cette politique d'aménagements - mise en oeuvre sur le fleuve Sénégal - peut constituer une réponse aux interrogations de nombreux paysans "Du paddy sur place ou des Paris ailleurs ?" (OLIVRY, 1990), sachant que les paris d'ailleurs ne sont pas toujours gagnés.

En complément des enseignements de cette étude, il faut souligner que le décalage entre sécheresses climatique et "phréatique" doit conduire, lors de déficits prolongés, à une utilisation prudente des paramètres hydrologiques comme indications climatiques. En outre, en montrant que les variables Etiages, Modules, Maximums de crue n'étaient pas vraiment des variables indépendantes, on peut s'interroger sur la signification des études fréquentielles ; et à l'heure où les projets de modélisation régionale du cycle de l'eau (interactions continent - océan - atmosphère) se multiplient, il paraît difficile de ne pas tenir compte de la composante hydrologique pluriannuelle (OLIVRY, 1993).