

SCIENCES GÉOLOGIQUES



HYDROCLIMATOLOGIE DU FOUTA DJALON
ET DYNAMIQUE ACTUELLE D'UN VIEUX PAYSAGE
LATÉRITIQUE (AFRIQUE DE L'OUEST)

Didier ORANGE

COMITÉ D'ÉDITION

Directeur de la publication et Rédacteur en chef :	Bertrand FRITZ
Rédactrices en chef adjointes :	Hélène PAQUET et Anne-Marie KARPOFF
Secrétaire de rédaction :	Danièle AUNIS
Responsable de l'impression :	François GAUTHIER-LAFAYE
Responsable de la gestion financière :	Bertrand FRITZ
Responsable scientifique de la publicité :	Monique SCHULER

COMITÉ DE DIRECTION

Président : † Georges MILLOT, de l'Académie des Sciences	
Pierre CHEVALLIER	Jacques LUCAS
Jean DERCOURT	Daniel NAHON
Bertrand FRITZ	Michel STEINBERG
Hubert de La ROCHE	Francis WEBER

Echanges :	Bibliothèque de l'Institut de Géologie, Betty KIEFFER, Bibliothécaire
Ventes et abonnements :	Marguerite WOLF, Régisseur

Editeur :	Institut de Géologie, Université Louis Pasteur de Strasbourg et Centre de Géochimie de la Surface, CNRS 1, rue Blessig, F-67084 STRASBOURG Cedex (France)
-----------	---

SCIENCES GÉOLOGiques

HYDROCLIMATOLOGIE DU FOUTA DJALON
ET DYNAMIQUE ACTUELLE
D'UN VIEUX PAYSAGE LATÉRITIQUE
(AFRIQUE DE L'OUEST)

Didier ORANGE

Docteur de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

**HYDROCLIMATOLOGIE DU FOUTA DJALON
ET DYNAMIQUE ACTUELLE
D'UN VIEUX PAYSAGE LATÉRITIQUE
(AFRIQUE DE L'OUEST)**

Didier ORANGE

Docteur de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg

Centre de Géochimie de la Surface

1 rue Blessig

67084 Strasbourg Cedex (France)

Thèse soutenue à Strasbourg le 20 décembre 1990

Mémoire de thèse réalisé au Centre de Géochimie de la Surface (CNRS) avec le concours de l'ORSTOM dans le cadre du programme PIRAT (INSU-CNRS et ORSTOM) et avec le soutien financier de la CEE dans le cadre du projet EQUESEN (projet n°TS2-0198F-EDB)

Table des matières

ABSTRACT	1
Le pèlerinage de Dialiba et de Bafing	3
INTRODUCTION	5
Première partie	
LE MILIEU MORPHOSTRUCTURAL	9
Chapitre I LE MILIEU NATUREL	9
I – LE FOUTA DJALON	9
A – Situation géographique	9
B – Le relief	11
C – Géomorphologie : les grands aspects du relief	12
D – Une végétation tropicale dégradée	13
1. La forêt et la savane guinéenne	13
2. La savane soudanaise	14
II – LES PAYSAGES DE L'ÉTUDE HYDROCLIMATIQUE ET DYNAMIQUE	15
A – Les paysages guinéens	16
1. Le Fouta Djalon	16
2. Le bassin de Siguiri	16
B – Le plateau mandingue et le domaine sahélien	16
C – Présentation des bassins versants	17
1. Le bassin versant supérieur du fleuve Sénégal	17
a) D'un relief montagneux à un relief pénéplané	17
b) Un réseau hydrographique dense et des profils en long très accidentés	18
2. Le bassin versant supérieur du fleuve Gambie	19
a) Une petite surface de forme triangulaire et un haut relief	19
b) Un réseau hydrographique dense	20
3. Le bassin versant supérieur du fleuve Niger	21
a) Une forme ovoïde et un relief peu accidenté	21
b) Un réseau hydrographique en éventail	22
4. Les bassins versants côtiers guinéens (Tominé et Konkouré)	23

a) Le bassin versant supérieur de la Tominé	23
b) Le bassin versant supérieur du Konkouré	23
III – LE FOUTA DJALON : ÉVOLUTION ACTUELLE DU BIOTOPE	24
A – Une population essentiellement rurale	24
B – L'utilisation du biotope	24
C – Discussion : la dégradation du milieu	25
IV – CONCLUSION	25
 Chapitre II CADRE GÉOLOGIQUE ET PÉDOLOGIQUE DU DOMAINE	
 LATÉRITIQUE	27
I – CADRE GÉOLOGIQUE	27
A – Le craton ouest-africain	27
B – Histoire géologique de la région	27
C – Les grands ensembles géologiques	29
1. Les formations birrimiennes du socle	29
2. La couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur du bassin de Madina Kouta	31
3. La chaîne panafricaine des Bassarides	31
4. Les sillons molassiques panafricains du Protérozoïque terminal et du Cambrien inférieur	32
5. Les formations sédimentaires du Cambrien supérieur au Dévonien	32
6. Les venues doléritiques permo-triasiques	33
7. Le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien (Eocène et Continental terminal)	33
8. Les formations latéritiques et superficielles	33
II – COMPOSITION CHIMIQUE DU SUBSTRATUM ROCHEUX	34
A – Lithologie et degré d'altérabilité	34
1. Degré d'altérabilité des roches	34
2. Classification lithologique	34
3. Répartition géographique des classes lithologiques	35
B – Composition chimique moyenne des roches	38
1. Composition chimique des classes lithologiques	38
2. Composition chimique moyenne du substratum rocheux	38
III – HYDROGÉOLOGIE	39
A – Hydrogéologie des roches éruptives et métamorphiques	39
B – La perméabilité des terrains	40
C – Les aquifères et leur qualité chimique	40
IV – LA NATURE DES SOLS ET LE DOMAINE DES LATÉRITES	41
A – Le cadre pédologique principal	41
1. Les sols ferralitiques	41
2. Les sols ferrugineux tropicaux	41
3. Les sols sub-arides	42
B – La lithologie, la topographie et la pédogenèse	43

1. Les sols du complexe d'altération smectitique sur roches basiques	43
2. Les sols hydromorphes dans les zones planes et les sols squelettiques sur cuirasse	43
C – Les horizons cuirassés : les latérites	43
V – CONCLUSION	43

Deuxième partie HYDROCLIMATOLOGIE

45

Chapitre III **DONNÉES CLIMATIQUES ET PARTICULARITÉ DES ANNÉES 1979–1987**

45

I – LE MOUVEMENT DES MASSES D'AIR EN AFRIQUE OCCIDENTALE	45
II – L'INFORMATION DISPONIBLE ET LES RÉSEAUX MÉTÉOROLOGIQUES	46
III – LA PLUVIOSITÉ ET SA VARIABILITÉ	46
A – Une grande diversité de climats	47
B – La dynamique des précipitations (période 1951–1980)	47
C – La pluviosité annuelle	47
1. La pluviosité annuelle et son irrégularité temporelle	49
2. La pluviosité annuelle et son irrégularité spatiale	49
3. Les séquences humides et les séquences sèches	49
D – La période 1979–1986	51
1. La carte des isohyètes	51
2. La période 1979–1986 dans la sécheresse des années “70”	52
E – Les régimes pluviométriques saisonniers et leur variabilité	54
1. Une répartition saisonnière invariable	54
2. La variabilité saisonnière spatiale	54
F – Les précipitations journalières	56
1. L'agressivité des pluies	56
2. La forme des averses	56
3. Le nombre de jours de précipitations dans l'année	57
G – La lame d'eau moyenne précipitée	57
IV – LES CONDITIONS THERMIQUES ET D'ÉVAPOTRANSPIRATION	58
A – Les vents et l'insolation moyenne	58
B – La température de l'air	59
C – L'évapotranspiration potentielle	60
1. L'humidité relative	60
2. L'évapotranspiration potentielle	60
V – PREMIÈRES CONCLUSIONS : LES BILANS HYDRIQUES	62
A – Une région à fort déficit hydrique	62
B – L'information climatique par bassin versant	63
1. Le bassin amont du Sénégal : une grande diversité climatique	63
2. Le bassin versant amont de la Gambie	63

3. Le bassin versant amont du Niger	63
4. Le cas particulier du Fouta Djallon	63
Chapitre IV SÉCHERESSE ACTUELLE ET BILANS HYDROLOGIQUES	65
I – LE SÉNÉGAL : UN RÉGIME TROPICAL PUR	65
A – Les régimes du fleuve Sénégal	65
B – L'abondance fluviale à Bakel	66
1. Bilan moyen annuel des écoulements et variabilités interannuelle, mensuelle, journalière	66
2. Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle	66
3. Les cycles hydrologiques de 1979 à 1987	68
C – Quelques informations sur les principaux tributaires	68
II – LE NIGER : UN RÉGIME TROPICAL DE TRANSITION	70
A – Le régime du fleuve Niger	70
B – L'abondance fluviale à Siguiri	71
1. Le bilan moyen annuel	71
2. Le cycle hydrologique de 1987	72
3. Et la sécheresse ?	72
C – Les principaux tributaires	73
III – LES BASSINS CONSTITUTIFS DU FOUTA DJALON	74
A – Un réseau hydrométrique embryonnaire	74
B – La Gambie à Kédougou	74
1. L'abondance annuelle et sa variabilité	74
2. Un régime de type tropical de transition	75
3. Particularités des deux cycles étudiés (1986/87 et 1987/88)	75
a) Allure générale de la crue 1986/87 à Kédougou	75
b) Allure générale de la crue 1987/88 à Kédougou	75
4. Les modalités de l'écoulement à l'intérieur du bassin	75
C – La Falémé à Satadougou	76
D – Le Bafing à Dakka-Saïdou	76
E – Le Tinkisso à Tinkisso	76
F – Le Konkouré à Konkouré	76
G – La Tominé à Gaoual	76
IV – CONCLUSIONS : LES BILANS HYDROLOGIQUES	77

Troisième partie

FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET TRANSFERTS DE MATIÈRES 81

Chapitre V IMPORTANCE DES APPORTS ATMOSPHÉRIQUES, PLUIES ET AÉROSOLS DÉSERTIQUES	81
I – LES EAUX DE PLUIE OU LES DÉPÔTS HUMIDES	82
A – Présentation et critiques des résultats analytiques	82

2. Analyse factorielle en composantes principales	104
a) Les eaux du Sénégal à Bakel	104
b) Les eaux de la Falémé à Kidira	104
c) Les eaux de la Gambie à Kédougou	105
3. Etude des corrélations inter-éléments des eaux du Niger	106
4. Utilisation du diagramme de Piper	106
C – Qualité chimique et minéralogique des matières en suspension	106
1. Caractères granulométriques	107
2. Composition chimique des MES	109
a) Composition chimique moyenne des MES	109
b) Les MES du Sénégal à Bakel	111
c) Les relations inter-éléments	112
d) Les Terres Rares	112
3. Le carbone organique particulaire	113
4. Minéralogie des MES	114
a) Les matières amorphes	114
b) L'information fournie par les diffractogrammes RX	115
c) Reconstitution de la minéralogie des MES à partir de leur composition chimique	116
II – LES FLUX DE MATIÈRES DANS LES BASSINS ÉTUDIÉS	116
A – Description des flux de matières du Sénégal à Bakel	116
1. Evolution des concentrations au cours de la crue et origine des éléments dissous	118
a) Variations des concentrations au cours de l'année	118
b) Les relations débit-concentration des éléments dissous	119
c) Le cas particulier de la silice dissoute	122
2. Evolution des matières en suspension	122
a) Variabilité journalière des concentrations en MES	122
b) Recherche de corrélations	124
B – Les flux de matières en domaine sahélo-soudano-guinéen	125
1. Méthodes de calcul des flux de matières	125
2. Présentation des flux de matières exportées par le Sénégal à Bakel	125
3. Tonnages exportés et qualité chimique des eaux en domaine sahélo-soudano-guinéen	126
4. Les flux de MES de la Gambie	129
C – Altération chimique et érosion mécanique en domaine sahélo-soudano-guinéen	130
1. Evolution de l'érosion mécanique et de l'altération chimique sur le bassin du Sénégal de 1979 à 1987	130
2. Altération chimique et érosion mécanique par domaine climatique	131
III – RÔLE DES NAPPES ET CHARGE EN SUSPENSION DU RUISSELLEMENT	132
A – Acquisition de la charge solide en domaine sahélo-soudano-guinéen : cas du fleuve Sénégal	132
1. Rythme saisonnier des concentrations en MES	132
2. Relations entre volumes d'eau écoulés et tonnages solides exportés	133

B – Application du modèle de mélange au Sénégal	134
1. Découpage de l'hydrogramme annuel par analyse spectrale de Fourier	135
2. La charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel et l'érosion des berges	136
3. Contribution saisonnière des différents écoulements en année moyenne	137
IV – CONCLUSIONS	139
 Chapitre VII GÉOCHIMIE DES EAUX DE SURFACE DU FOUTA DJALON	
ÉROSION MÉCANIQUE ET ALTÉRATION CHIMIQUE	141
I – RECONNAISSANCE GÉOCHIMIQUE DES EAUX DE SURFACE DU FOUTA DJALON	141
A – La qualité chimique des eaux	141
1. Des sources aux fleuves	142
2. Composition chimique des eaux par bassin versant	142
3. La qualité chimique des eaux sortant du Fouta Djalon	143
4. Caractéristiques moyennes des eaux de surface du Fouta Djalon	145
5. L'exportation des matières en suspension	145
B – Caractérisation des grands types d'altération	145
1. Les diagrammes d'équilibre et les modèles thermodynamiques	145
2. Utilisation d'un rapport géochimique	146
C – Premières conclusions	147
II – BILANS D'ALTÉRATION CHIMIQUE ET D'ÉROSION MÉCANIQUE DANS LE FOUTA DJALON	148
A – Les flux de matières sortant du Fouta Djalon	148
1. Les flux de matières en solution	148
2. Les flux de matières en suspension	148
3. Importance relative des transports dissous et particuliers	148
B – L'érosion actuelle dans le Fouta Djalon	150
1. L'impact des poussières atmosphériques	150
2. Bilan des apports atmosphériques dissous et des flux dissous exportés	151
3. Erosion des sols et vitesse d'approfondissement des profils	152
III – CONTRIBUTIONS RESPECTIVES DES DIFFÉRENTES FORMATIONS LITHOLOGIQUES A LA DYNAMIQUE ACTUELLE DU FOUTA DJALON	153
IV – CONCLUSIONS	155
 Chapitre VIII INFLUENCE DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES SUR LA DYNAMIQUE ACTUELLE DU FOUTA DJALON	
ESQUISSE D'UN MODÈLE PRÉVISIONNEL	157
I – LES QUATRE MODES CLIMATIQUES AU SENS DE TARDY (1986)	157
II – DESCRIPTION CLIMATIQUE DES 8 ANNÉES ÉTUDIÉES	158
A – Les données utilisées	158
B – Description hydroclimatique année par année	159
1. Année 1979 : année moyenne (plutôt sèche-froide)	159
2. Année 1980 : année humide-froide	160

3. Année 1981 : année humide-froide	160
4. Année 1982 : année sèche-froide	160
5. Année 1983 : année sèche-chaude	160
6. Année 1984 : année sèche-chaude	161
7. Année 1985 : année moyenne (plutôt humide-chaude)	161
8. Année 1986 : année moyenne (plutôt humide-chaude)	161
III – ANALYSE DES RELATIONS DÉBIT-TEMPÉRATURE	161
A – Analyse des moyennes annuelles	161
1. Généralités	161
2. Relation débit-température	162
B – Analyses à d'autres échelles de temps	162
1. Analyse des données journalières	163
a) Corrélations journalières interannuelles	163
b) Corrélations journalières par année	163
c) Corrélations journalières par saison	164
2. Analyse des données mensuelles	165
3. Analyse des données saisonnières	165
4. Conclusion	166
C – Découpage de l'année hydroclimatique en trois périodes	168
IV – UN INDICATEUR GÉOCHIMIQUE DE L'ALTÉRATION : LE FLUX DE BICARBO-	
 NATES, LA CONSOMMATION DE CO₂ ATMOSPHÉRIQUE	169
A – Recherche des différents comportements géochimiques	169
B – Exportations de bicarbonates selon les modes climatiques	170
V – CONCLUSION : MODÈLE PRÉVISIONNEL D'ÉVOLUTION DU FOUTA DJALON	172
CONCLUSION GÉNÉRALE	173
1. Situation particulière du Fouta Djalon en Afrique de l'Ouest	173
2. La sécheresse actuelle	173
3. Impact des apports atmosphériques particuliers	174
4. Charge dissoute et charge particulaire des eaux fluviales en domaine sahélo-soudano-guinéen	174
5. Le ruissellement superficiel et sa charge en suspension	174
6. Bilan de l'érosion en zone sahélo-soudano-guinéenne	175
7. Dynamique du Fouta Djalon	175
8. Hydroclimatologie et Géochimie Globale des Continents (HGGC) : perspectives	176
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	177
Liste des figures	191
Liste des tableaux	195

ABSTRACT

Hydroclimatology of the Fouta Djallon massif and present dynamics of an old lateritic landscape

Key words :

Hydroclimatology - Geochemistry of surface waters - Dissolved and suspended transports - Erosion - Atmospheric dust - Carbon dioxide - Fouta Djallon massif - Senegal, Gambia, Niger rivers.

The present dynamics of the Fouta Djallon massif is investigated from a geochemical study of surface waters which drain this old lateritic Guinean mountainous landscape, referred to be as the “water tank” of West Africa. The purpose consists in determining, at a landscape scale, the geochemistry of natural elements transported by the rivers in the Sahelo-Sudano-Guinean zone, where the geological formations are mainly constituted of sandstones, granites and dolerites. The dissolved and suspended river transports are calculated in the upstream parts of the Senegal, Gambia and Niger basins. The increase of the drought contrasts more and more a long dry season with a short hot and rainy season. All the isohyets slid down to the South, of about 200 km, because of the drought which is affecting this country since 1970. The water deficit exists everywhere, except in the Guinean zone which concerns the major part of the Fouta Djallon massif. This massif, which covers a surface of 59 000 km², receives a mean annual precipitation of 1380 mm/y ; the annual average runoff is of 380 mm/y and represents a runoff deficit of 75 %.

At present in West Africa, atmospheric dust is an important seasonal climatic event as rainy season. Their depositions are about 200 g/m²/y in the Sahelian zone and about 40 g/m²/y in the Guinean zone ; 40 % of these dust inputs are remobilized. Their contribution to input-output sediment budget is negligible and doesn't change the mechanical erosion balance. But their impact is important in the chemical weathering budget because they modify the chemical quality of the rain waters which are not acid and which contain bicarbonates and calcium. In comparison with the world average, these rain waters are strongly mineralized (from 10 mg/l to 22 mg/l) with an annual average of 13 mg/l. These results note the importance of the Saharan dust to understand the present dynamics of these West Africa landscapes. The pyramidal collecting system, a new instrument perfected in this study, is the most adapted to these difficult countries such as the arid regions.

The surface waters of the Sahelo-Sudano-Guinean zone are weakly loaded from 20 mg/l to 100 mg/l. HCO₃⁻, Mg²⁺, Ca²⁺, Na⁺ contents are diluted by the discharge increase whatever the season ; the suspended load increases with the discharge and also depends on the surface condition of the drainage basin ; the silica concentration is regulated by biogeochemical processes. The potassium concentration is invariant, the loads of chlorides and sulphates show an important variability characteristic of atmospheric inputs. The chemistry of river suspended sediments reflects the chemical composition of soils impoverished by an intense leaching. The particulate organic carbon content decreases with the suspended matter concentration, and the organic matter represents 5 % to 10 % of the total river suspended sediment transport.

The suspended transport by rivers is mainly due to slope erosion by the surface runoff. In the upstream part of the Senegal river, surface runoff, estimated using a hydrograph separation method by spectral

analysis, represents on average 23 % of the annual river discharge. The annual suspended load in the surface runoff is calculated to 1 g/l after correction of bank erosion. This initial concentration is diluted in the river water by subsurface and groundwater flows. Then the river suspended sediment load is increased by the reworking of stream bed sediment during the first flows and by the bank erosion contribution. The first contribution produces the maximum concentration in river waters before the peak discharge. The relation between the cumulative sum of river suspended sediment fluxes and the cumulative sum of river discharges shows a change in the response capacity of the drainage basin owing to the erosion between an early erosion period and a period of erosion and transport. The first period (1 or 2 months) is related by the reworking sediment, and the suspended load depends on the studied hydrological cycle and on the intensity of the last hydrological cycle. The second period concerns the erosion of the drainage basin and finishes always on the fourth month after the beginning of the river water rising ; the suspended load appears to be an intrinsic constant of the drainage basin, and of the order of 160 mg/l for the upstream Senegal river.

In the upstream parts of Gambia and Tinkisso basins, the mechanical erosion is calculated to 7 t/km²/y. It's one of the lowest of the African continent, and so in the world. It's owing to the ferrallitic soils which cover entirely this upstream zone corresponding to the lateritic Fouta Djallon massif. In the upstream parts of the Niger, the Faleme and the Senegal basins, the mechanical erosion is more important, from 10 t/km²/y to 18 t/km²/y, because the middle course of these rivers drains the Mandingue plateau, which is a zone of ferruginous soils, very sensitive to gully and channel erosion. The specific chemical weathering increases from 1 t/km²/y in Sahelian zone to 5 t/km²/y in Guinean zone. It's also one of the lowest in the world. The chemical weathering is highly influenced by the hydrology and so depends on climatic zone.

The main characteristic of matter fluxes coming from the Fouta Djallon massif is the low concentration of particulate load (21 mg/l) in comparison to the dissolved load (35 mg/l). Only 25 % of the dissolved flux result from the rock weathering, the other part is supplied by the atmospheric inputs. These results underline the weakness of the chemical weathering which affects at present these Guinean landscapes often duricrusty. Globally, the Fouta Djallon massif is at the present time in "geochemical balance" : the deepening of the soil profiles (4.6 mm/1000 y) is only just superior to the mechanical erosion in surface (4 mm/1000 y). Lastly, the study of the influence of the hydroclimatic parameters fluctuations on landscape dynamics proves that hydrological parameter is the best to explain the "geochemical respiration" of drainage basin in these tropical regions with two contrasted annual seasons. As a result, if a long-term climate is assumed, for an annual runoff under 380 mm/y, the soil formation by chemical weathering won't be sufficient to balance the soil losses by mechanical erosion.

Finally, this work underlines the necessity to study the surface water geochemistry in relation to the hydroclimatology. In the Sahelo-Sudano-Guinean climatic zone, the runoff intensity is the main hydroclimatic parameter which controls the chemical weathering rate. So in this region, the atmospheric CO₂ flux consumed by rock weathering may be expressed as a direct function of the drainage intensity. This approach of Hydroclimatology and Global Geochemistry of Continents (HGGC) shows also that the years of climatic type "Wet-Cold" allow to detect an influence of the air surface temperature on the river water bicarbonate loads, and then on the atmospheric CO₂ flux consumed by weathering, increasing with the temperature for a same discharge. In conclusion, at time where the problem of CO₂ concentration evolution in the atmosphere is important, one often forget that the rock chemical weathering can play a major role in the evolution of these atmospheric CO₂ concentrations as buffering effect (regulating or not ?) between natural partitions, which are lithosphere, biosphere and atmosphere. The HGGC appears to be a necessary approach to understand and to calculate the CO₂ consumption by climatic zone. For the Sahelo-Sudano-Guinean zone, the present average consumption is estimated to 18.10³ mol/km²/y of atmospheric CO₂.

ACKNOWLEDGEMENTS : This work was supported by the EQUENSEN Program (ORSTOM/CEE).

LE PÉLERINAGE DE DIALIBA ET DE BAFING

Il y a longtemps, bien longtemps, les animaux et même les choses allaient en pèlerinage à la Mecque. Comme tout le monde, le “Dialiba” et le “Bafing” voulurent eux-aussi se rendre aux lieux saints de l’Islam. Les deux fleuves décidèrent de partir dès le premier chant du coq.

Se méfiant de son compagnon, le Dialiba (ou Niger) se mit en route à minuit. Il marcha pendant tout le reste de la nuit, il traversa des vallons, des plaines, des forêts, contourna des monts et des collines, se heurta à des milliers et des milliers d’obstacles, fit des allers et des retours. Le Tout-Puissant le faisait toujours égarer. La soif le conduisit par-ci par-là ; en fin de compte il alla se jeter dans la mer.

Le Bafing, fidèle à la promesse, partit à l’aurore et se rendit sans problème dans la ville sacrée. Revenu de la Mecque, il ne chercha plus à savoir où se trouvait son ancien compagnon. Pour éviter même de le revoir, il descendit vers le Nord-Ouest où il rencontra le Bakoye à Bafoulabé pour prendre le nom de “Sénégal”. Aussi pour les choses et les phénomènes, le mot “Sénégal” est celui qui remplace El Hadj, titre donné aux pèlerins. Le Bafing est le seul fleuve qui s’est rendu aux lieux saints de l’Islam.

Contes et légendes d’Afrique
recueillis par Sy MAMADOU,
Recherches Africaines,
avril-juin 1962, n°2, p. 38-44.

INTRODUCTION

“Ce n’est que si nous avons bien compris les équilibres biogéodynamiques, eau, transports mécaniques, migrations chimiques et biologie, que nous saurons, sans les endommager, tirer le meilleur parti des paysages, au service des hommes.”

G. MILLOT, G. BOCQUIER et H. PAQUET (1976)

Les études d’hydrologie et de qualité des eaux pour des grandes unités géographiques sont des recherches répondant à une demande extérieure importante pour le développement. D’autre part, l’Afrique de l’Ouest constitue encore actuellement un laboratoire particulièrement intéressant puisque les sources et interférences anthropogéniques y sont rares. Ainsi, une des finalités de cette recherche est d’identifier, dans un milieu inter-tropical “naturel”, les phénomènes actuels et les paramètres de référence dont l’évolution future permettra d’évaluer d’éventuelles dégradations du milieu, et en particulier les “pollutions” anthropiques. Pour cette raison, une partie de ce travail a consisté à collecter, homogénéiser et valider les différentes données éparées concernant le milieu morphostructural et hydroclimatique de cette zone géographique, afin que les différents programmes d’aménagement du milieu, en cours et à venir, puissent y faire référence.

La dynamique actuelle du vieux paysage latéritique du Fouta Djallon est étudiée à partir de la géochimie des eaux de surface qui drainent ce massif montagneux guinéen, véritable “château d’eau” de l’Afrique de l’Ouest. L’objectif est d’appréhender de manière globale, à l’échelle du paysage, la géochimie des éléments naturels acheminés par les fleuves dans un contexte tropical africain. Situées au cœur du cycle externe des éléments, les rivières accueillent, pour un transit temporaire, les apports atmosphériques, les “séquelles” de l’érosion mécanique, de l’altération chimique et de la dégradation de la biomasse continentale. Les eaux de surface représentent donc “l’humeur” de cet immense organisme appelé TERRE. En effet, leur réponse aux changements de condition du milieu naturel est très rapide. Elles peuvent ainsi être utilisées pour apprécier les changements de conditions à la surface du Globe, qu’ils soient d’origines naturelles ou anthropiques, à la manière d’un médecin qui lit les résultats d’une analyse de sang. Effectivement, elles fournissent des renseignements à la fois quantitatifs pour effectuer des bilans globaux, et qualitatifs pour préciser des études locales, régionales ou globales. Les étudier, c’est donc approcher la dynamique actuelle des grands écosystèmes.

Ce travail entre dans le cadre du programme pluridisciplinaire EQUESEN sur l’Environnement et la Qualité des Eaux du Sénégal financé par la CEE. Ce projet regroupe différentes équipes de recherches dépendant d’une part, de la communauté européenne (ORSTOM et FUL) et, d’autre part, de l’Etat sénégalais (ISRA et Université de Dakar). Dans le contexte régional, cette étude s’inscrit dans la continuité des travaux entamés par l’ORSTOM-Dakar et ses divers partenaires nationaux pour l’OMVS et l’OMVG. Enfin, il rejoint dans ses objectifs les grands programmes nationaux et internationaux que sont PIRAT et GLOBAL CHANGE.

La méthodologie utilisée combine l’analyse statistique des observations avec une approche naturaliste du fonctionnement des systèmes. Deux méthodes complémentaires d’acquisition des données ont été utilisées. La première a consisté à collecter de manière systématique les eaux de surface aux exutoires de grandes unités hydrologiques : bassins amont du Sénégal, de la Gambie et du Niger, trois fleuves issus des hauteurs du Fouta Djallon. Ce travail considérable d’échantillonnage est réalisé par les équipes de l’ORSTOM, depuis 7 ans, sur le fleuve Sénégal à Bakel et la Falémé à Kidira. La station de Kédougou, exutoire du bassin supérieur de la Gambie, n’est suivie que depuis 1986. Afin de mieux cerner le Fouta Djallon, les stations

guinéennes de Kankan, Dabola et Siguiri (représentant respectivement les exutoires des bassins supérieurs du Milo, du Tinkisso et du Niger) ont été implantées pour la première fois lors de la saison des pluies de 1987. Enfin, aucun suivi continu n'a pu être assuré sur le flanc ouest du Fouta Djalon (fig.1).

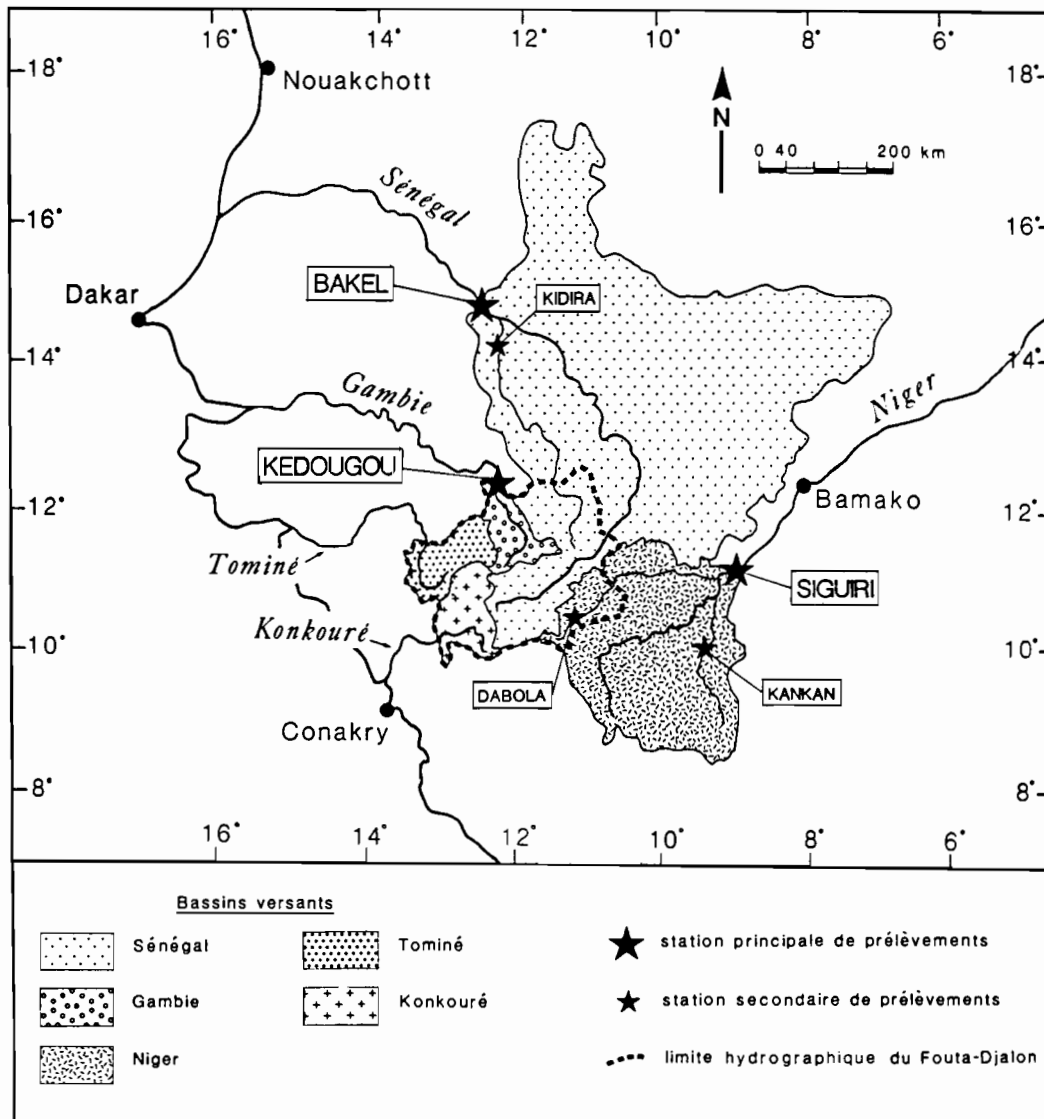


Fig.1 – Carte de situation de la zone étudiée et des stations permanentes de prélèvements d'eau

Ce manque d'information sur certaines zones géographiques, lié à la difficulté d'implanter des stations permanentes, a nécessité une seconde approche plus ponctuelle qui a permis une étude spatiale de la géochimie des eaux du Fouta Djalon. Ainsi, à l'occasion de trois missions d'appui sur l'ensemble de la zone d'étude, 150 prélèvements d'eau ont été effectués sur des sources, des ruisseaux, des rivières et des fleuves. Ces travaux de terrain ont été guidés par le souci constant de compléter les prélèvements dans certaines régions identifiées par les premiers comme étant des secteurs-clefs du dispositif.

Nous voilà donc avec des échantillons d'eau permettant une étude spatiale de la géochimie des eaux du Fouta Djalon, alliée à un suivi dans le temps des principaux cours d'eau qui en sortent, à savoir le Sénégal, la Falémé, la Gambie et le Niger. Le régime prolongé des brumes sèches sur les zones sahélo-soudaniennes nous a conduit à prendre en compte une autre source d'apports terrigènes : les aérosols désertiques.

Ce mémoire s'articule en trois parties décrivant successivement le milieu morphostructural, le milieu hydroclimatique, puis les transferts de matières et leurs liens avec les fluctuations climatiques. Ces trois axes participent ensemble à la modélisation de la dynamique actuelle du Fouta Djallon.

Dans la première partie, le chapitre I décrit les caractéristiques du milieu naturel ouest-africain. Il fait une présentation géographique succincte du Fouta Djallon et rappelle les particularités morphométriques et hydrographiques des bassins versants étudiés. Le chapitre II approfondit particulièrement le contexte géologique du Fouta Djallon ; l'identification des grands ensembles lithologiques aboutit à la proposition d'une roche moyenne représentative de l'ensemble du massif. Enfin, il donne un aperçu du cadre hydrogéologique et pédologique.

La deuxième partie est consacrée au bilan de l'eau. Le chapitre III estime la lame d'eau moyenne disponible dans chaque bassin versant à partir des différents régimes pluviothermiques. Au préalable, travaillant sur une zone peu étudiée et sur une période récente, les données météorologiques collectées sur le terrain ont dû être corrigées. Le chapitre IV établit un inventaire des données hydrologiques disponibles, puis ces données sont analysées à la lumière de la sécheresse des deux dernières décennies.

La troisième partie détermine la nature et l'intensité des flux de matières exportés et appréhende les mécanismes actuels de l'érosion et de l'altération régnant sous ces basses latitudes tropicales. Le chapitre V précise l'importance des apports atmosphériques secs et humides (aérosols et pluies). Le chapitre VI fait le bilan des transports de matières dissoutes et particulaires sur les bassins amont du Sénégal, de la Gambie et du Niger. On étudie sur ces bassins la composition chimique des eaux et des matières en suspension, la granulométrie et la minéralogie de ces dernières, et on détermine des modèles de qualité des eaux de surface basés sur les relations débits-concentrations. Les mécanismes d'acquisition de la charge solide des eaux dans cette région continentale sahélo-soudano-guinéenne sont discutés. Le chapitre VII dresse un bilan des flux de matières issus du Fouta Djallon, et donne une estimation de l'érosion mécanique et de l'altération chimique sévissant actuellement dans ce paysage montagneux guinéen. Enfin, le chapitre VIII appréhende la dynamique actuelle du Fouta Djallon par l'étude des fluctuations hydroclimatiques. Les bicarbonates présents dans les eaux étant des marqueurs de l'intensité de l'altération, cette méthode donne une relation directe entre l'évolution climatique de la zone tropicale ouest africaine et l'intensité de l'altération chimique y régnant. Il en découle l'élaboration d'un modèle prévisionnel de dynamique régionale prévoyant divers scénarios en cas de changements climatiques prolongés.

Abréviations :

FUL	Fondation Universitaire Luxembourgeoise
ISRA	Institut Sénégalais de Recherche Agronomique
OMVG	Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Gambie
OMVS	Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal
ORSTOM	Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération

Première partie

LE MILIEU MORPHOSTRUCTURAL



Chapitre I

LE MILIEU NATUREL

Le Niger, le Sénégal, la Gambie, la Tominé et le Konkouré sont issus du Fouta Djalou. L'importance des écoulements de ces fleuves justifie, à plus d'un titre, l'appellation de "château d'eau" donnée à ce complexe montagneux d'Afrique de l'Ouest.

I – LE FOUTA DJALON

A – SITUATION GÉOGRAPHIQUE

Le Fouta Djalou occupe la zone montagneuse de la partie septentrionale de la Guinée, aux confins du Sénégal et du Mali (fig.2).

Ce massif culmine à 1538 m au mont Loura, au Nord de Mali. Un autre pointement remarquable, à l'altitude de 1465 m, se situe au Sud de Dalaba dans les monts Kavendou qui surplombent les sources du Sénégal. La ligne de crêtes, de direction N-S, s'étire sur près de 200 km entre les villes de Mali, au Nord, et de Mamou, au Sud ; elle délimite, d'une part, les versants ouest drainés par la Tominé et le Konkouré et, d'autre part, les régions orientales qui englobent les cours supérieurs de la Gambie, du Sénégal et du Niger.

Bien qu'étant une entité naturelle reconnaissable et reconnue (ROBEQUAIN, 1937 ; SAUTTER, 1944 ; PELISSIER, 1949 ; POUQUET, 1956 ; CHURCH, 1957), il n'existe pas de délimitation géographique précise du Fouta Djalou. Ce flou vient de l'origine du nom de ce massif. En effet, étymologiquement, Fouta Djalou signifie "pays des Djaloukés", cultivateurs de grande taille venus du Mali qui ont colonisé ces montagnes au XVI^e siècle. A côté de cette définition ethnologique, il existe une définition historique qui, malgré tout, ne permet pas de lever cette imprécision. Vers le milieu du XVIII^e siècle, SERI, un chef Foula (ethnie Peul) fonda l'Etat du Fouta Djalou qui comprenait onze provinces : Timbo, Labé, Kolen, Koïn, Kolladé, Fodé Hadji, Timbi Touni, Timbi Madina, Bani, Massi et Akolémadji (BOUILLET, 1893). La capitale était Timbo ; cette ville, qui comptait jusqu'à près de 10 000 habitants, est maintenant un village sans importance économique ni politique. Cet Etat fut annexé par la France en 1897 après seize années de protectorat. Cette date marque la fin de la réalité administrative du Fouta Djalou. Aujourd'hui, les limites naturelles des hauts bassins montagneux se répartissent dans trois des quatre grandes régions de la République de Guinée et débordent légèrement sur les états voisins du Sénégal et du Sierra Leone (fig.3).

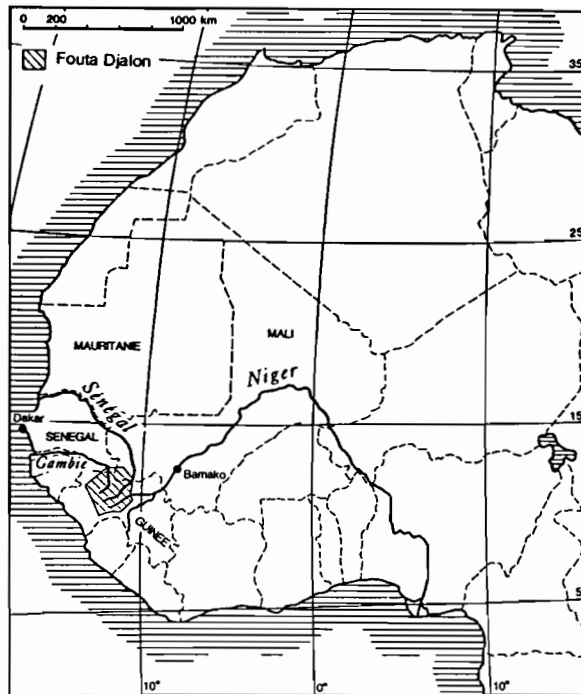


Fig.2 – Situation géographique du Fouta Djallon en Afrique occidentale

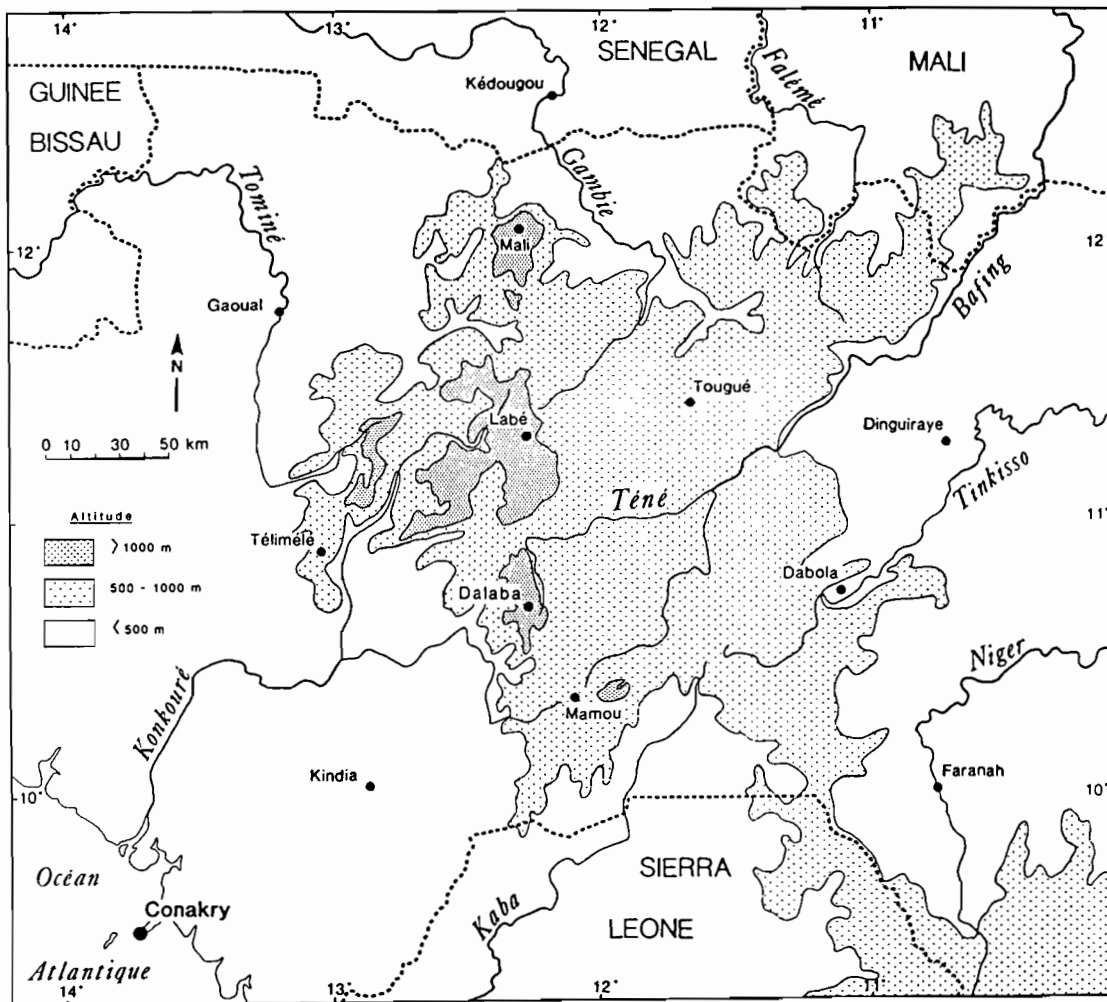


Fig.3 – Carte hypsométrique du Fouta Djallon

Devant cette absence de limites géographiques précises, le Fouta Djalon a été circonscrit, pour cette étude, à partir des lignes de partage des eaux. Ce massif montagneux se trouve ainsi constitué de six bassins versants répartis de la manière suivante. Deux bassins côtiers guinéens occupent le flanc ouest : le bassin de la Tominé au Nord et celui du Konkouré au Sud. Le bassin du Tinkisso, affluent de la rive gauche du fleuve Niger, constitue le flanc SE. Le coeur du Fouta Djalon et sa partie NE sont formés par le bassin du Bafing, branche mère du fleuve Sénégal. Enfin, le Nord se divise entre le bassin de la Falémé (affluent du Sénégal) et le bassin de la Gambie (fig.4).

Les exutoires de ces six bassins versants sont respectivement les stations de Gaoual sur la Tominé, de Konkouré sur le Konkouré, de Tinkisso sur le Tinkisso, de Dakka-Saïdou sur le Bafing, de Satadougou sur la Falémé et de Kédougou sur la Gambie. Ainsi délimité, le Fouta Djalon couvre une superficie de 59 000 km².

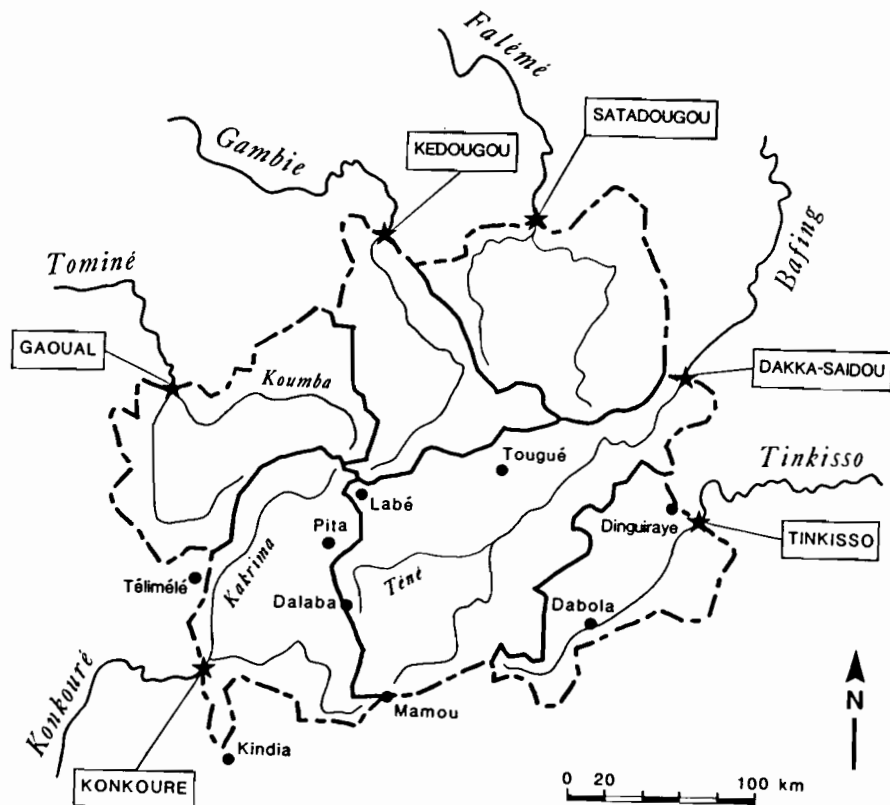


Fig.4 - Limites hydrographiques du Fouta Djalon

B - LE RELIEF

La dorsale guinéenne, originalité du relief de l'Afrique occidentale, constitue un important "bourrelet" de hautes terres situées à plus de 1000 m d'altitude (DAVEAU, 1971). Elle est divisée en deux vastes ensembles bien distincts séparés par un très large ensellement dont l'altitude moyenne ne dépasse pas 500 m et qui correspond au cours supérieur du fleuve Niger (fig.5). La partie sud, sous 9° de latitude Nord, est formée par le socle cristallin ; elle est dominée par les monts Loma (1948 m), point culminant de l'Ouest-africain et par quelques pointements remarquables tel que le mont Nimba à 1752 m. La partie nord correspond aux hauts plateaux gréseux et doléritiques du Fouta Djalon dont les niveaux étagés se terminent le plus souvent par d'imposants escarpements.

En effet, au-dessus des plaines avoisinantes occupées par la forêt ou la savane, le massif du Fouta Djalon se dresse en falaises abruptes entaillées par les rivières qui en dévalent. Trois plateaux, alignés sur 200 km selon

une direction N-S, en occupent la partie centrale (fig.3). Le plus septentrional, celui de Mali, surplombe les plaines de la Gambie d'un millier de mètres de haut et culmine au Fello Loura à 1538 m. Au centre, le quadrilatère qui forme le puissant massif de Pita-Labé ne dépasse guère l'altitude de 1250 m. Au Sud enfin, le plateau de Dalaba érige ses falaises au-dessus de Mamou jusqu'à 1465 m, point culminant du bassin versant du Sénégal aux sources de la Téné. A l'Est, les plateaux drainés par le Bafing et la Téné, moins élevés (750 m d'altitude moyenne) et au relief moins compartimenté, servent de piédestal aux puissantes falaises du Haut-Fouta. A l'Ouest, les plateaux de Gaoual et de Téliélé dépassent rarement 600 m, mais l'énergie des rivières et l'abrupt des versants donnent une empreinte montagnarde à cette marge occidentale du massif.

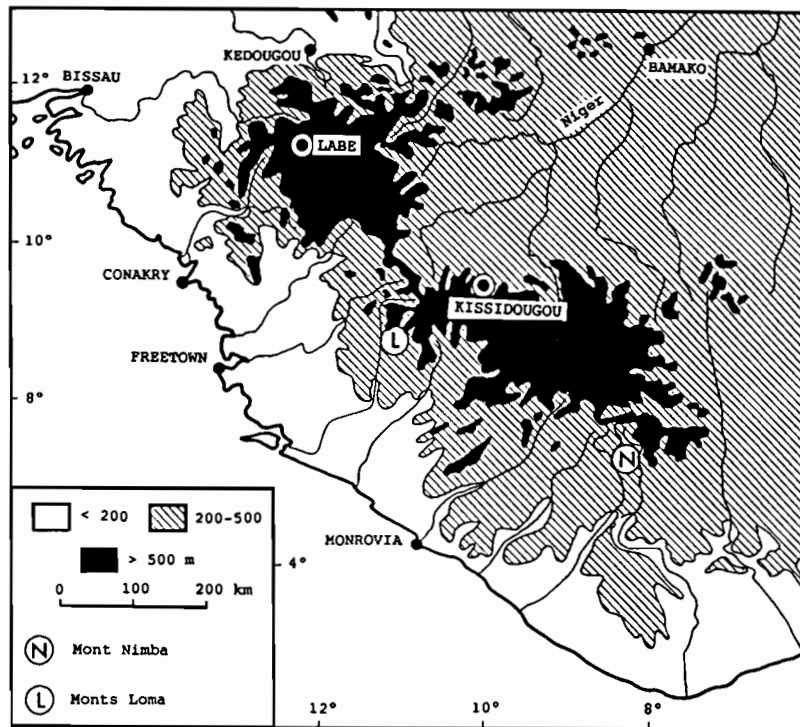


Fig.5 – Carte de situation générale de la dorsale guinéenne

C – GÉOMORPHOLOGIE : LES GRANDS ASPECTS DU RELIEF

Les plateaux et les glacis constituent les traits géomorphologiques dominants de cette région. MAIGNIEN (1958) et MICHEL (1973) ont identifié trois grandes surfaces d'aplanissement cuirassées et disposées en gradins successifs, un relief intermédiaire cuirassé de moyenne altitude sur les versants et trois glacis d'extension très variable.

Les surfaces d'aplanissement du Secondaire et de l'Eocène ont une topographie plane, qui contraste fortement avec leurs rebords escarpés. Cette morphologie est due à la présence en surface d'une cuirasse latéritique d'une dizaine de mètres d'épaisseur qui a moulé chaque aplanissement, préservant ainsi au cours du temps ces témoignages du modelé général. Il ne subsiste plus que quelques lambeaux de la première surface, dite de Labé, perchés entre 1150 m et 1200 m sur les hauts reliefs du Fouta Djallon. Datées du Jurassique, certaines de ces surfaces ont été portées à des altitudes plus élevées à la faveur de soulèvements régionaux : c'est le cas du revêtement latéritique situé à quelques kilomètres au Sud de la ville de Mali et qui coiffe, à près de 1382 m, un important sill de dolérites. La deuxième surface, d'âge Crétacé, dite de Dongol Sigon, couvre une vaste superficie dans la partie orientale du Fouta Djallon, et est bien représentée

sur les bordures occidentales et méridionales du bassin de la Gambie où son altitude varie entre 850 et 1000 m. Les bowé (ou plateaux cuirassés) de cette surface se rencontrent surtout dans les cours supérieurs de la Liti (région de Mali) et de la Koéla (région de Tougué). La troisième surface, d'âge Eocène, dite de Fantofa, située en contrebas des témoins de la seconde surface d'aplanissement, a été bien conservée sur les contreforts du Fouta Djallon et sur les hauteurs du plateau Mandingue : elle s'étage entre 550 m et 650 m le long des têtes de ruisseaux. Les principaux bowé de cette troisième pénéplaine apparaissent dans la région de Fantofa (bassin versant de la Falémé).

Le relief intermédiaire s'est développé au cours du Pliocène, formant une surface de remblaiement lorsqu'elle se confond avec le sommet des dépôts du Continental terminal, ou une surface d'érosion quand elle recoupe les formations antérieures. Les formes de ce relief sont très variées : versants en pente douce à revêtement latéritique, croupes arrondies ou ensemble confus de collines. Sa position au raccord des anciennes surfaces du Secondaire, de l'Eocène et des glacis façonnés au cours du Quaternaire lui a valu ce qualificatif de relief intermédiaire (VOGT, 1959).

Durant le Quaternaire ancien, la surface d'érosion du Pliocène supérieur a été rajeunie et détruite sur de vastes étendues par le réseau hydrographique qui a entaillé les cuirasses latéritiques et permis la mise en place d'importantes nappes détritiques, constituées de matériaux fins, de galets et de graviers de cuirasses ; le haut glacis s'est alors formé par accumulation et migration des sesquioxides. Au cours d'une seconde phase de creusement, le haut glacis a lui-même été entaillé, et les éléments de cette érosion ont contribué à la formation du moyen glacis en contrebas, avec également addition de sesquioxides par migration latérale. Une deuxième entaille a entraîné la formation du bas glacis.

D – UNE VÉGÉTATION TROPICALE DÉGRADÉE

Sous ce climat subtropical à saisons contrastées, qui est une variante d'altitude du type soudano-guinéen, la végétation originelle consistait essentiellement en une forêt dense de *Parinari excelsa*, qui constituait une défense naturelle contre l'érosion. Mais par suite d'une densité démographique de plus en plus importante, il n'en subsiste que quelques lambeaux. On distingue maintenant deux grands ensembles : la forêt dégradée guinéenne dans la zone du plateau central, d'altitude supérieure à 800 m, et la savane soudanaise dans la zone de ceinture, d'altitude inférieure à 800 m. Il faut insister sur l'importance de la nature et de la densité du peuplement végétal pour la morphogenèse. Les racines interviennent dans le processus de fragmentation mécanique en pénétrant dans les diaclases des grès et des dolérites, et dans les fissures et alvéoles des cuirasses. L'abondance du feuillage intervient également dans la protection des sols, en jouant un rôle déterminant d'écran sur l'importance de la déflation éolienne et du ruissellement diffus au cours des grosses averses (MAIGNIEN, 1958 ; ROUGERIE, 1960 ; MICHEL, 1973 ; ROOSE, 1980).

1. La forêt et la savane guinéenne

Les hauteurs du Fouta Djallon ont été fortement sollicitées par l'extension des zones de cultures. De plus, le maintien des traditionnels feux de brousse ou cultures sur brûlis n'a laissé persister que quelques forêts fermées de *Parinari excelsa*, qui sont pour la plupart des reliques couvrant les versants, les fonds de vallée et certaines crêtes. Ailleurs, le tapis herbacé s'est développé, formant de grandes savanes et prairies.

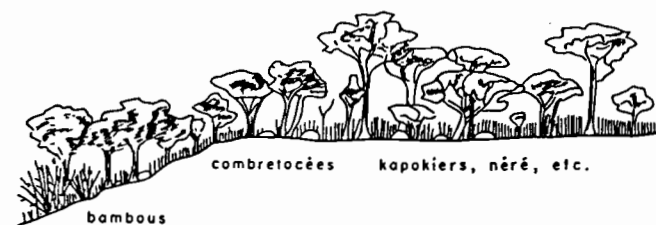
Sur les hauts plateaux de Labé, la déforestation est presque totale. Les formations herbacées occupent de vastes étendues, les associations les plus fréquentes étant les savanes à *Parinari excelsa*, les savanes à *Parkia biglobosa* et les prairies (GUPTA, 1987). La monotonie de ce tapis herbacé n'est interrompue que par les "tapades", où les populations font prospérer des plantations de manguiers, d'orangers et de bananiers. Dans la région de Dalaba, de nombreuses collines sont aujourd'hui peuplées par des conifères introduits pendant l'épisode colonial. La région de Mali, qui est moins arrosée, a un couvert végétal constitué de forêts reliques à *Parinari excelsa* et *Carapa procera*, avec un sous-bois arbustif. Les savanes se sont étendues sur la plupart des versants et des cuvettes intérieures du massif, suite à la déforestation.

2. La savane soudanaise

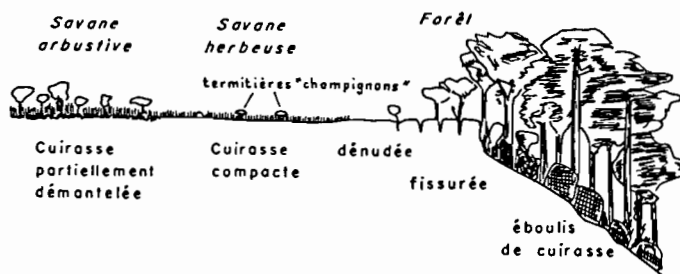
La savane soudanaise (fig.6), formée de hautes herbes qui comprennent des strates arborées et arbustives, se rencontre dans la partie septentrionale du massif. Souvent touffue, la végétation est constituée de nombreuses essences, dont les plus abondantes sont : *Gardena erubescens*, *Lanchocarpus laziflorus*, *Sterculia setigera*. Celles-ci sont recouvertes par des espèces plus grandes dont les plus importantes sont : le Néré (*Parkia biglobosa*), le Kapokier (*Bombax costatum*), le Tamarinier (*Tamarindus indica*) et quelques bambous (*Ozytenanthera abyssinica*) poussant sur les versants des collines dans la zone de Gaoual. Le tapis herbacé de base est surtout formé de graminées (GUPTA, 1987).

Sur les plateaux cuirassés (fig.6), l'état du sol n'autorise que le développement d'espèces arbustives, telles les Combretacées. Sur les versants, l'amalgame de produits d'érosion permet la croissance de grands arbres, tels que *Daniela oliveri*. Dans les bas-fonds humides, le couvert végétal est surtout composé de bambous, de rôniers, de palmiers à huile et de raphias (GUPTA, 1987).

a - Savane boisée



b - Plateau cuirassé (bowal) et son rebord



c - Marigot avec petite galerie forestière



Fig.6 - Paysages végétaux du Fouta Djallon (d'après MICHEL, 1973)

II - LES PAYSAGES DE L'ÉTUDE HYDROCLIMATIQUE ET DYNAMIQUE

Afin de mieux comprendre l'évolution actuelle des transferts de matière s'effectuant dans le Fouta Djallon, le bassin supérieur du Sénégal à Bakel et celui du Niger à Siguiri ont été intégrés à la zone d'étude, qui couvre alors une superficie totale de $312,4 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ en domaine continental sahélo-soudano-guinéen (fig.7).

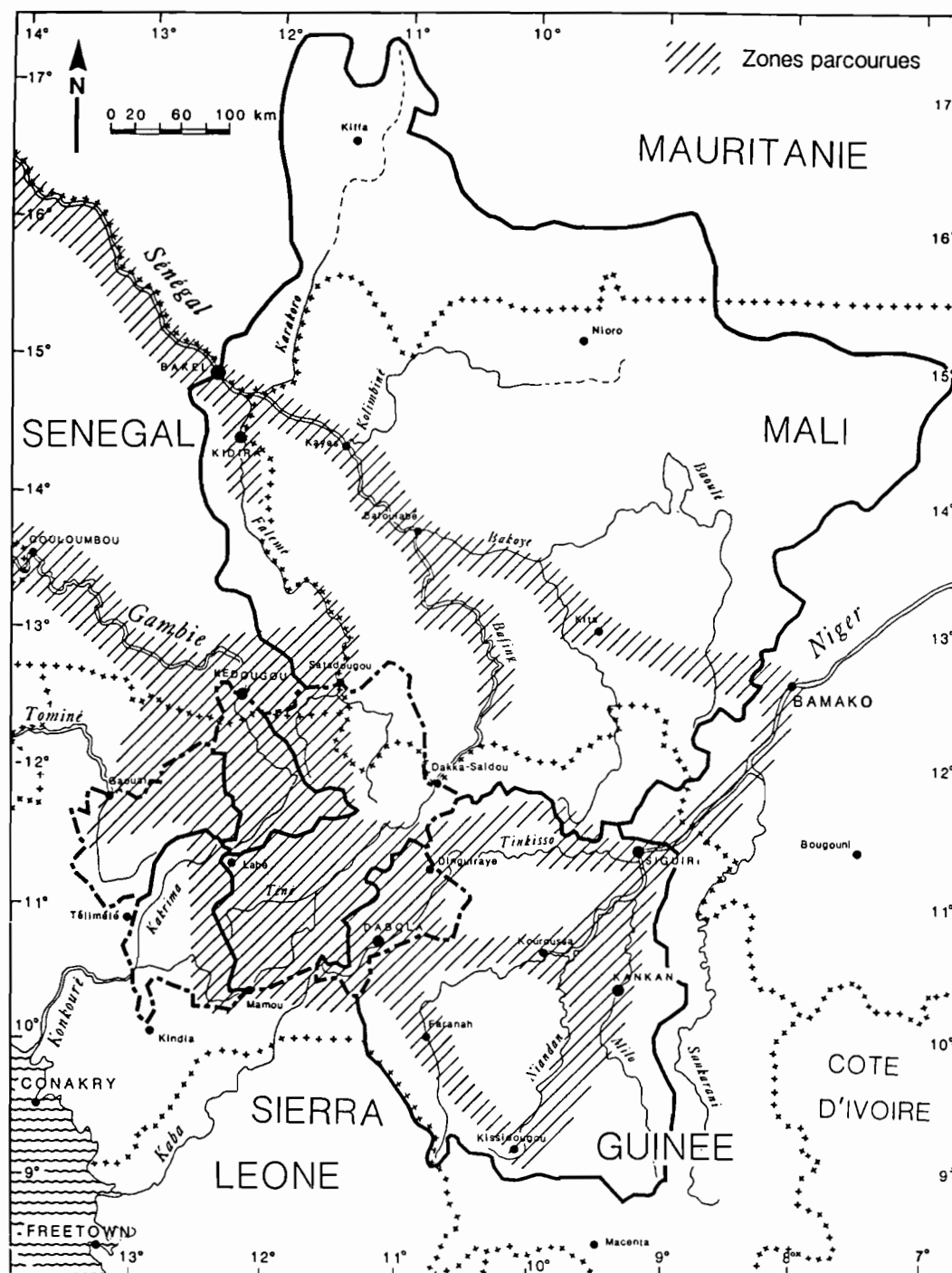


Fig.7 – Zone étudiée et trajets parcourus

A – LES PAYSAGES GUINÉENS

1. Le Fouta Djallon

De Kindia à Labé en passant par Mamou, on s'engage dans une grande dépression de direction générale SW-NE, bordée par des falaises gréseuses, imposantes par leur faciès tabulaire et leur grande extension. La régularité de ces falaises est interrompue, par endroits, par des venues doléritiques (CHETELAT, 1938 ; OBERMULLER, 1941 ; MICHEL, 1973). L'altitude varie entre 600 et 1400 m. Les rivières présentent de nombreuses chutes d'eau. La végétation est formée de savanes sur les plateaux, de forêts clairsemées dans les bas-fonds et de galeries forestières assez denses le long des rivières.

Entre Labé et Dabola, le paysage change ; les grès horizontaux font place aux affleurements granitiques souvent couronnés par des venues doléritiques (OBERMULLER, 1941) et le modelé s'en ressent : montagnes et chaînes de montagnes sont arrondies, surmontées quelquefois par des falaises à débit prismatique.

2. Le bassin de Siguiri

De Dabola à Kankan, le pays est très montagneux dans les derniers contreforts du Fouta Djallon (les sommets atteignant 1000 m ne sont pas rares près de Dabola), puis il devient plus monotone dans la plaine du Niger où l'altitude moyenne est de 500 m près de Kankan. De vastes étendues latéritiques à peine ondulées, interrompues occasionnellement par de petits inselbergs de granite, caractérisent cette région. La végétation, peu dense, avec de hautes herbes et des arbustes rabougris, renforce la monotonie du paysage. D'étroites galeries forestières persistent le long des principaux cours d'eau.

Dans le Sud immédiat de Kankan, l'aspect du paysage est identique à celui de Kouroussa : une grande plaine latéritique ondulée avec de rares inselbergs de roches éruptives (OBERMULLER, 1941 ; PELISSIER et ROUGERIE, 1953), l'ensemble étant recouvert par une savane légèrement boisée. Plus au Sud, le pays devient accidenté et la végétation plus dense. Le Milo y sinue dans une grande dépression d'altitude moyenne de 500 m et de direction générale N-S entre deux chaînes de montagnes. Dans l'ensemble, le modelé se traduit par des ondulations à grand rayon de courbure.

B – LE PLATEAU MANDINGUE ET LE DOMAINE SAHÉLIEN

Le plateau Mandingue fait suite au Fouta Djallon vers le NE ; il est surtout constitué de formations gréseuses traversées de sills doléritiques. Il est moins élevé et n'atteint que 800 m dans sa partie la plus haute, près du rebord méridional. Il ne s'agit pas d'un vaste plateau homogène, mais d'une succession de plateaux d'altitudes variables, séparés par des couloirs ou des plaines. C'est uniquement sur ses bordures que le plateau Mandingue présente une allure massive, se terminant à l'Ouest par la falaise de Tambaoura, au-dessus de la plaine de la Falémé, et au Sud par les monts Mandingues, au-dessus du bassin de Siguiri. Son aspect change du Sud au Nord. Dans la partie méridionale, de nombreux plateaux latéritiques s'élèvent à des altitudes de 550 à 700 m, se terminant souvent par des versants en pente douce (15° à 20°), couverts comme eux d'un manteau latéritique ; à leur base se développent les glacis cuirassés. Au Nord, s'étendent des surfaces planes sableuses ou rocheuses, souvent très vastes, au milieu desquelles apparaissent des inselbergs et des plateaux gréseux à corniches. Les formations cuirassées deviennent rares et ne marquent plus le paysage. Les grandes rivières, Bafing, Bakoye et Baoulé, coulent tantôt dans de larges plaines, tantôt s'encaissent dans les plateaux de grès, passant d'une diacase à l'autre par de brusques coudes.

Au Nord de ce plateau, en domaine sahélien, les plaines alternent avec les plateaux. Les vallées de la Kolimbiné et du Karakoro, au Nord et au NE de Kayes, s'allongent entre le massif doléritique de Bafoulabé et les massifs gréseux de l'Afollé et de l'Assaba. Le modelé général s'aplatit dans la région de Kayes et vers la confluence Falémé-Sénégal. Les altitudes restent inférieures à 100 m. Les glacis cuirassés ont disparu. Les terrains sableux ou caillouteux aux pentes douces s'étendent à perte de vue.

C - PRÉSENTATION DES BASSINS VERSANTS

1. Le bassin versant supérieur du fleuve Sénégal (fig.8)

Le bassin versant amont du Sénégal se partage entre les quatre républiques de Guinée, du Mali, de Mauritanie et du Sénégal (fig.7). De forme ovoïde, avec un grand axe SW-NE, il s'étend de 10°20' à 17°00' de latitude Nord et de 7° à 12°20' de longitude Ouest. Il couvre une superficie de 218 000 km².

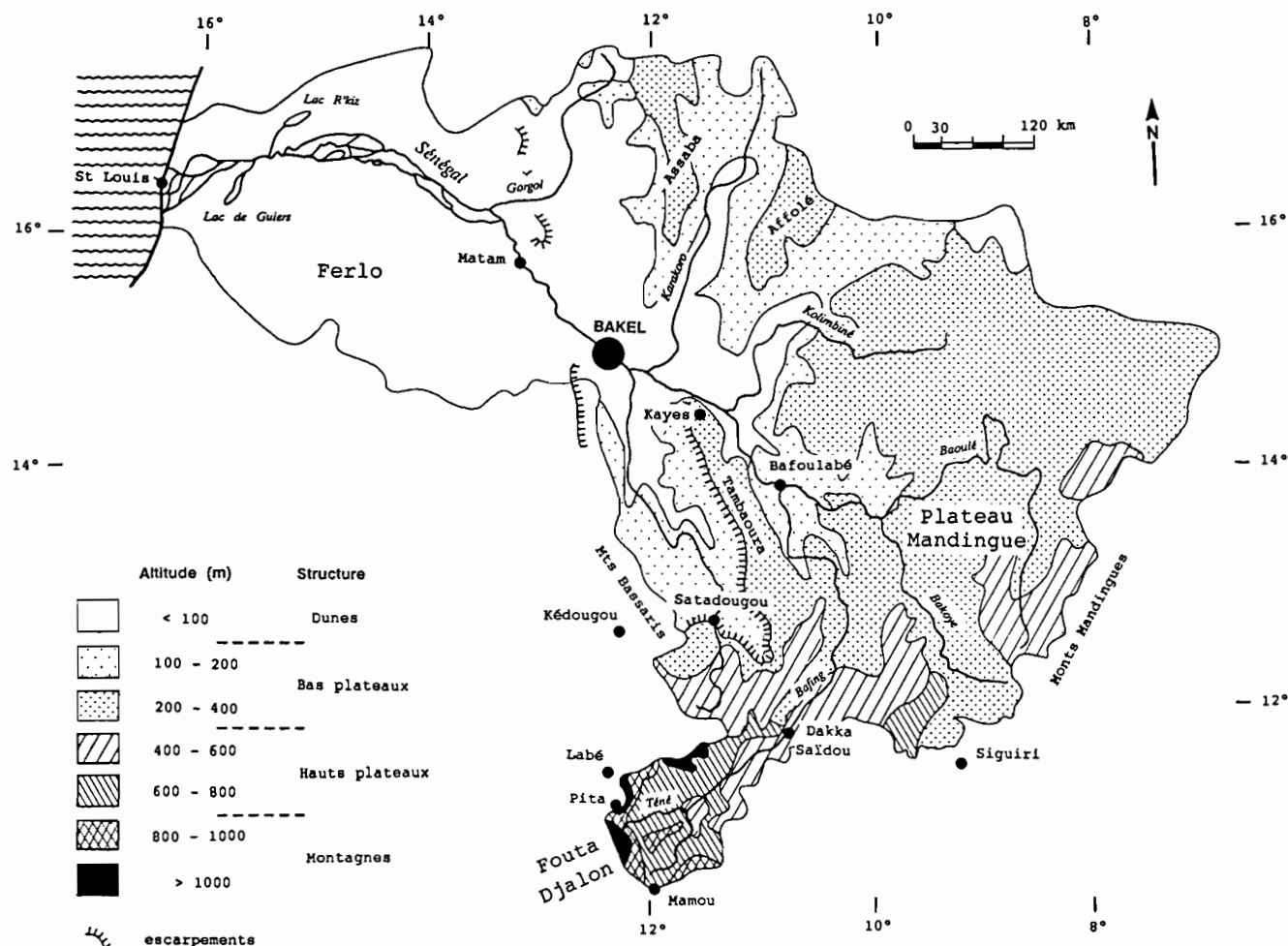


Fig.8 - Le bassin versant amont du Sénégal (hypsométrie, cadre structural et réseau hydrographique principal)

a) D'un relief montagneux à un relief pénéplané

Le fleuve Sénégal, long d'environ 1800 km, prend sa source dans le massif du Fouta Djalon en Guinée. Il est formé de la jonction du Bafing et du Bakoye à Bafoulabé, 255 km en amont de Bakel. A partir de cette ville, il sert de frontière entre le Sénégal et la Mauritanie, jusqu'à Saint-Louis où se situe son embouchure dans l'océan Atlantique.

L'extrémité méridionale du bassin est la plus montagneuse. Elle est constituée en territoire guinéen par le massif du Fouta Djalon, et en territoire malien par le plateau Mandingue. Le point le plus élevé du bassin est à une altitude de 1465 m, et l'altitude moyenne de sa partie guinéenne atteint près de 1000 m. De là, descend le Bafing en passant successivement sur une série de reliefs subtabulaires d'altitudes décroissantes

du Sud au Nord jusqu'à 600 m. Cet ensemble se délimite aux environs de 12° de latitude Nord par une ligne de falaises plus ou moins verticales qui se dessine très bien dans le paysage, et qui domine une région beaucoup plus basse d'une altitude moyenne de 300 m et où les seuls reliefs notables sont créés par des sills doléritiques ; 50 % de la superficie totale du bassin amont est comprise entre 200 et 400 m d'altitude (fig.8).

Les caractéristiques physiques des bassins du Bafing, du Bakoye et de la Falémé, dont la réunion constitue 70 % du bassin amont du Sénégal, sont rassemblées dans le tableau 1 (ROCHETTE, 1974). Les indices de pente décroissent rapidement de l'amont vers l'aval pour atteindre sur son cours inférieur une pente des plus faibles au monde (de 1 à 5 cm/km) (KANE, 1985).

Tableau 1 – *Caractéristiques morphométriques du bassin versant amont du Sénégal à Bakel (d'après ROCHETTE, 1974)*

Bassin versant	Superficie		Périmètre (km)	IG (m/km)	Kc	Re		Altitudes (m)		
	(km ²)	%				L	l	maxi	mini	moy
BAFING (à Mahina)	38400	17,6	1514	1,01	2,16	701	55	1465	89	550
Bafing (à Dakka Saïdou)	15700	—	777	1,59	1,74	343	46	1465	307	—
BAKOYE (à Kalé)	85600	39,3	1645	0,37	1,57	697	123	873	102	—
FALEME (à Kidira)	28900	13,3	938	1,50	1,54	396	73	906	19	—
Falémé (à Fadougou)	9300	—	418	3,72	1,21	145	64	906	119	—
SENEGAL (à Bakel)	218000	100	3144	0,43	1,89	1418	154	1465	15	300

IG (indice général de pente), Kc (coefficient de compacité de Gravelius), Re (rectangle équivalent : L longueur et l largeur en km)

b) Un réseau hydrographique dense et des profils en long très accidentés

La densité du réseau hydrographique souligne la nature imperméable des terrains. A Bakel, le Sénégal a déjà reçu la quasi-totalité de ses affluents. Les profils en long de tous les cours supérieurs sont très accidentés et entrecoupés de nombreux rapides. Le tableau 2 donne les principales caractéristiques du réseau hydrographique.

Tableau 2 – *Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Sénégal en amont de Bakel (d'après ROCHETTE, 1974)*

Cours d'eau	Longueur (km)	Altitudes (m)		Dénivelé (m)	Pente moyenne (m/km)
		maxi	confluent		
BAFING (à Mahina)	750	960	88	872	1,16
BAKOYE (à Kalé)	561	760	88	672	1,20
FALEME (à Kidira)	625	928	18	910	1,46
SENEGAL (à Bakel)	1006	928	11	917	0,91

Le Bafing est la branche-mère du Sénégal, bien que son bassin versant ne soit que de 38 400 km². Il prend sa source dans le Fouta Djallon à 960 m d'altitude, à 17 km au NW de Mamou. Son cours supérieur est sinueux, entrecoupé de rapides. Il circule entre des massifs granitiques et doléritiques qui l'obligent à prendre des orientations très diverses. D'orientation SW-NE, il reçoit successivement la Téné (dont les sources sont situées en contrebas du mont Kavendou, point culminant du bassin versant du fleuve Sénégal à 1465 m) et

la Kioma sur sa rive gauche, puis après sa sortie du Fouta Djallon à Dakka-Saïdou il reçoit sur sa rive droite, à 250 m d'altitude, le Balé 1 et le Balé 2, avant de prendre la direction SE-NW jusqu'à sa confluence avec le Balinn. Ensuite, il s'oriente N-S jusqu'à Bafoulabé où il reçoit les apports du Bakoye. A Bafoulabé, le Bafing a parcouru 750 km. De Bafoulabé à Bakel, le Sénégal a une direction SE-NW et traverse une zone plate, entrecoupée par quelques rapides ou par des chutes (seuil de grès de Talari, chutes de Gouina et de Félou). Ses principaux affluents rive droite sont la Kolimbiné (près de Kayes) et le Karakoro (à 70 km en amont de Bakel). En rive gauche, il reçoit un seul affluent important : la Falémé (à 50 km en amont de Bakel).

Le Bakoye a un bassin versant de 85 600 km² et prend sa source aux monts Ménien (au NW de Siguiri), sur les contreforts du plateau Mandingue, à 760 m d'altitude. Il atteint rapidement la cote 400 m après avoir traversé successivement une région granitique par une série de chutes et de rapides, puis une région sans relief accusé constituée de schistes birrimiens puis de grès. La direction générale de son cours est SE-NW et son principal affluent est le Baoulé qu'il reçoit au km 445, avant la confluence avec le Bafing au km 561.

Le Baoulé prend sa source à 750 m d'altitude, dans la région SE de Bamako. Il traverse, dans la partie supérieure de son cours, des reliefs doléritiques, puis il débouche sur le plateau Mandingue où sa faible pente et le manque de relief font qu'il décrit de nombreux méandres. Il a une direction sensiblement N-S puis, après avoir dessiné deux immenses boucles, il rejoint le Bakoye en suivant une direction NE-SW.

La Falémé prend sa source au bowal Séguéré Fougou, dans une région de plateaux doléritiques qui s'élèvent à 850 m. Le point culminant du bassin versant (928 m) se situe à l'Est de Fongolambi, sur la ligne de crêtes qui le sépare du bassin de la Gambie. Dans l'ensemble, son cours a une orientation sensiblement parallèle à celui du Bafing. A sa sortie du Fouta Djallon, après Satadougou, la Falémé draine sur 300 km l'ensemble granitique et métamorphique birrimien de la fenêtre de Kéniéba. Ensuite, les 100 derniers kilomètres de son parcours se font sur des grès quartzitiques.

La Kolimbiné et le Karakoro rejoignent la rive droite du Sénégal après avoir traversé des zones basses et marécageuses. Leurs apports sont négligeables par suite de l'aridité croissante du climat. Leur bassins sont entièrement situés en zone sahélienne entre les isohyètes 200 et 500 mm.

2. Le bassin versant supérieur du fleuve Gambie (fig.9)

a) *Une petite surface de forme triangulaire et un haut relief*

Le cours supérieur de la Gambie, limité à Kédougou, s'étire entre 11°22' et 12°35' de latitude Nord et couvre une superficie de 7525 km², ce qui représente le dixième du bassin versant total du fleuve. Les principaux sous-bassins sont ceux de l'Oundou, de la Liti et de la Dima (tableau 3). Le bassin versant supérieur de la Gambie a une altitude moyenne de 520 m. L'analyse hypsométrique (BAMBA, 1987) fait apparaître trois ensembles (fig.9) :

- 3,3% de la superficie du bassin est à plus de 1000 m d'altitude. Cette partie est constituée de hauts plateaux cuirassés aux pentes abruptes (de 30 à 40%) donnant naissance à des vallées très encaissées. Elle correspond au massif de Mali, véritable bastion culminant à 1538 m (mont Loura), et aux zones montagneuses de la région de Labé (massif de Limboko) à l'extrémité SW du bassin à proximité des sources de la Dima ;
- entre 1000 et 500 m, on trouve la majeure partie des terres (48,7% de la superficie totale) correspondant à des plateaux cuirassés dont la pente des versants varie de 10 à 15%. Cet ensemble couvre toute la partie occidentale et méridionale du bassin ;
- enfin, les points bas du paysage représentent 48% de la superficie et correspondent aux vallées alluviales qui s'étagent sous formes de glacis entre 500 et 120 m d'altitude. Elles se situent dans la partie NE et centrale du bassin en remontant profondément vers l'amont des cours supérieurs de la Liti, de l'Oundou, de la Koéla et de la Dima.

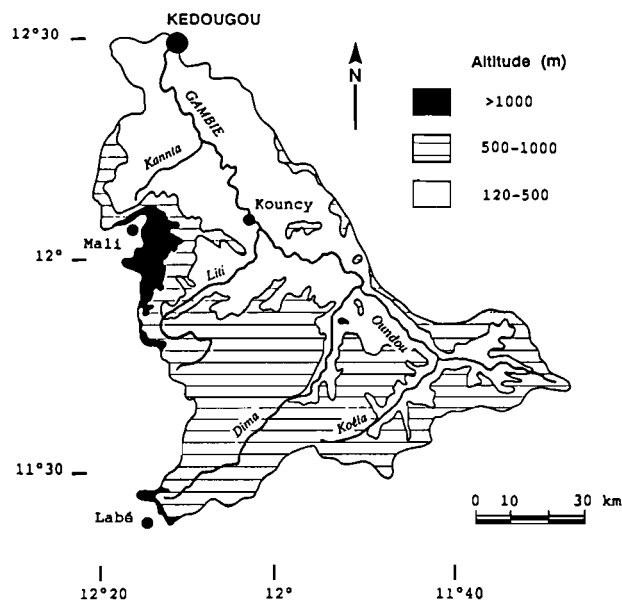


Fig.9 – Le bassin versant amont de la Gambie (hypsométrie et réseau hydrographique principal)

Tableau 3 – Caractéristiques morphométriques du bassin versant amont de la Gambie (d'après DESCROIX, 1986)

Bassin versant	Superficie		Périmètre (km)	IG (m/km)	Kc	Re		Altitudes (m)	
	(km ²)	%				L	l	maxi	mini
OUNDOU (à la confluence)	1650	21,9	225	—	1,54	95	17	850	250
LITI (à la confluence)	1090	14,5	145	—	1,21	49	22	950	160
GAMBIE (à Kédougou)	7500	100	490	3,36	1,58	208	36	1538	120

IG (indice général de pente), Kc (coefficient de compacité de Gravelius), Re (rectangle équivalent : L longueur et l largeur en km)

b) Un réseau hydrographique dense

Le réseau hydrographique de la haute Gambie est bien hiérarchisé. Son chevelu est dense dans la partie montagneuse qui est bien arrosée. Le fleuve Gambie prend naissance sous le nom de Dima à proximité de Labé, sur le versant nord de la partie orientale du Fouta Djallon. De la source jusqu'à l'exutoire de Kédougou, il décrit un parcours sinueux d'environ 250 km, passant de 1125 m à 120 m d'altitude. Il s'oriente d'abord vers le NE, recevant au km 69 les modestes apports de la Silamé puis, en rive droite au km 111, ceux plus importants de l'Oundou et de la Koéla. De nombreuses chutes jalonnent le cheminement du cours supérieur à travers un paysage essentiellement cuirassé installé sur un substratum gréseux. A la confluence avec l'Oundou, la Gambie ne se situe plus qu'à 250 m d'altitude. Elle entreprend alors un long périple en direction du NW, marqué par de nombreux méandres, jusqu'à l'exutoire de Kédougou. Au cours de cet itinéraire, elle se grossit en rive gauche, peu avant Kouny au km 162, des eaux de la Liti et, au km 213, des eaux de la Kannta issue des hauteurs du massif de Mali. Elle franchit la frontière sénégal-guinéenne à 30 km en amont de Kédougou. La partie supérieure et méridionale du bassin (en amont de la confluence avec la Liti) est la plus arrosée et fournit un écoulement quasi permanent. La bordure orientale et les régions septentrionales ne sont fonctionnelles qu'en saison pluvieuse.

La Gambie présente un profil en long très irrégulier et accidenté. En de nombreux endroits, le cours d'eau franchit d'importants seuils rocheux formant des chutes (GAC *et al.*, 1987 a). Sur l'ensemble de son parcours, la pente moyenne de la haute Gambie est de 4 m/km. Cependant, son cours comprend trois parties distinctes : (1) le cours supérieur, d'une longueur de 69 km, se limite à la Dima, en amont de la confluence avec la Silamé, la pente y est forte (12 m/km) et le régime de type torrentiel ; (2) le cours moyen, long de 91 km, se déroule jusqu'à la confluence avec la Liti, la pente moyenne est de 3,6 m/km ; et (3) le cours inférieur, qui s'achève à la station de Kédougou, d'une longueur de 98 km, a une pente faible de 0,5 m/km. Enfin, les pentes moyennes des principaux affluents sont respectivement 13,5 m/km pour la Liti, 11,5 m/km pour la Silamé et 9,6 m/km pour l'Oundou (DESCROIX, 1986).

3. Le bassin versant supérieur du fleuve Niger (fig.10)

a) Une forme ovoïde et un relief peu accidenté

Le bassin versant du Niger supérieur est généralement arrêté à Koulikoro, située en aval de Bamako, 250 km après Siguiri. Ici, l'exutoire du haut Niger a été fixé à la station de Siguiri ; son bassin couvre alors une superficie de 67600 km² et a une forme ovoïde. Il s'étend entre 8°35' et 12° de latitude N, et entre 8°45'

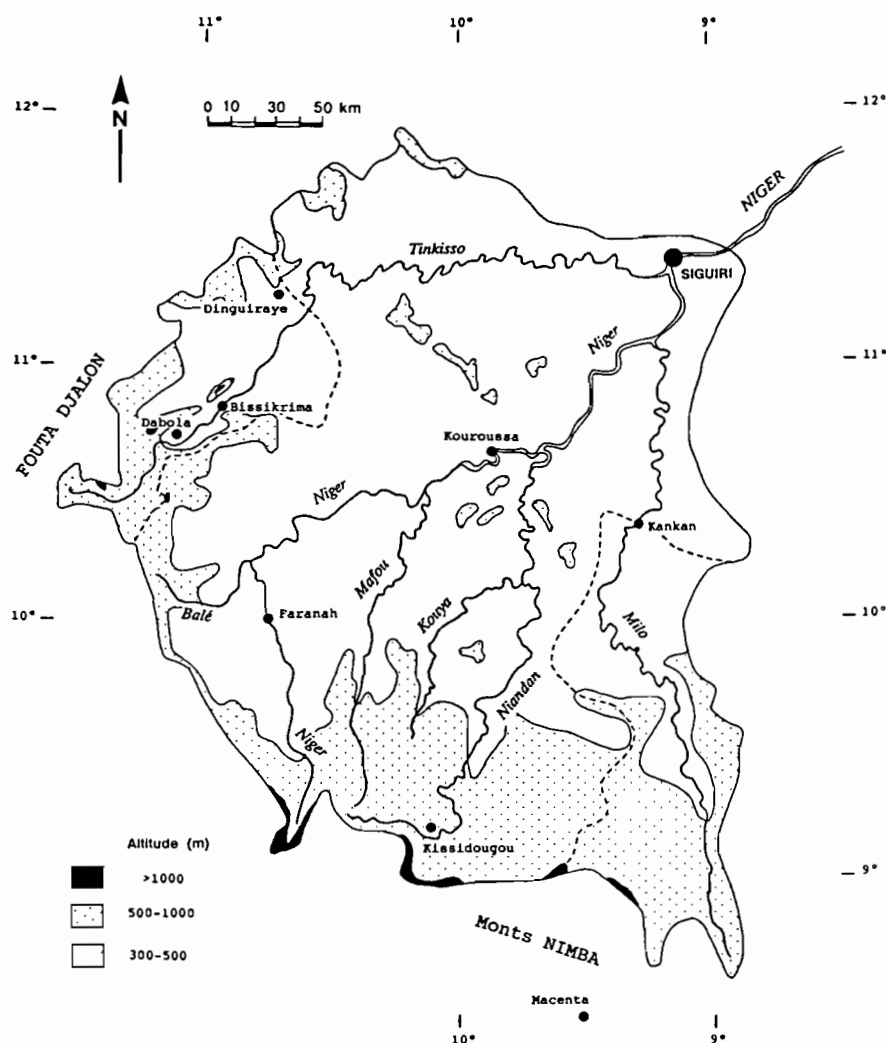


Fig.10 – Le bassin versant amont du Niger (hypsométrie et réseau hydrographique principal)

et 11°30' de longitude W. Il est encadré au Nord par le plateau Mandingue qui longe le fleuve, à l'Ouest par le Fouta Djallon et au Sud par les monts Nimba. Seuls les extrémités ouest et sud sont accidentées (fig.10) : 1,6 % seulement de la superficie totale a une altitude supérieure à 1000 m, 28,6 % est comprise entre 1000 et 500 m et 69,8 % entre 500 et 300 m. L'altitude moyenne du bassin est de 510 m.

b) Un réseau hydrographique en éventail

Le Niger supérieur est constitué par la réunion de quatre branches mères de même importance (tableau 4) et qui prennent leurs sources sur le versant oriental du Fouta Djallon et dans le massif qui le prolonge vers le SW.

Tableau 4 – *Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Niger en amont de Siguiri*

Cours d'eau	Exutoire	Superficie (km ²)	Longueur (km)	Altitudes (m)		Dénivelé (m)	Pente moyenne (m/km)
DIOLIBA	Kouroussa	18600	415	800	360	440	1,06
NIANDAN	confluence	12700	365	700	360	340	0,93
MILO	confluence	13500	490	1050	350	700	1,43
TINKISSO	confluence	19800	620	983	340	640	1,03
NIGER	Siguiri	67600	600	1050	340	710	1,2

Le Niger (ou Dioliba) prend sa source à 800 m d'altitude, à la frontière de la Guinée et du Sierra Leone. Son cours est tout d'abord torrentiel : il perd 300 m d'altitude sur 40 km. Jusqu'à sa confluence avec le Balé, il est de direction S-N et reçoit des rivières issues de l'extrémité méridionale du Fouta Djallon et dont la pente assez forte explique les pointes de crue élevées enregistrées à l'amont de Kouroussa. Après le Balé, il prend une direction SW-NE qu'il gardera jusqu'à Siguiri. Au km 480, il reçoit sur la rive droite le Mafou, son premier affluent important et dont la pente est relativement forte. Immédiatement après, il descend une dizaine de mètres par une série de rapides, seul accident de son parcours. Peu après Kouroussa, il reçoit le Niandan au km 410. Depuis ce point, il conserve le même aspect jusqu'à Bamako : une plaine d'inondation notable et quelques îles au milieu d'un lit apparent qui s'élargit progressivement, une pente à peu près constante voisine de 12 cm/km. Il reçoit le Milo à 50 km en amont de Siguiri, puis le Tinkisso 44 km plus loin.

Le Niandan prend sa source à 700 m d'altitude à proximité du Mafou. Sa pente est au départ moins élevée que celle du Niger. D'orientation W-E jusqu'à Kissidougou, il prend ensuite la direction générale S-N qu'il conserve jusqu'au Niger. Après avoir reçu sur sa rive gauche son principal affluent, la Kouya, et à la suite de plusieurs séries de rapides, il change d'aspect. Il coule alors sur une largeur de 150 à 200 m et sa pente n'est plus que de 15 cm/km.

Le Milo est constitué par la jonction de plusieurs petits ruisseaux qui drainent un vaste plateau compris entre 800 et 1050 m d'altitude au NE de Macenta. De tous les affluents du Niger, c'est celui dont la source est la plus élevée et une des plus méridionales : c'est pourquoi son débit d'étiage est élevé. De pente relativement faible au début de son cours (42 cm/km), il descend ensuite, rapidement, du plateau pour trouver la plaine où il prend le même aspect que le Niandan.

Le Tinkisso est le seul grand affluent en provenance du Fouta Djallon. Il prend sa source à 983 m d'altitude, au signal de Konko, dans les monts Moulo, à l'extrémité SE du Fouta Djallon. Il descend très rapidement à 700 m et a une direction générale W-E constante. A Bissikrima, sa pente est de 50 cm/km ; elle passe rapidement à 20 cm/km puis 5 cm/km, pente qu'il conserve sur les 400 km qui constituent son cours moyen et inférieur. Il présente alors d'innombrables sinuosités jusqu'à sa confluence avec le Niger. Tous ses affluents présentent les mêmes caractéristiques : faible pente et nombreux méandres.

4. Les bassins versants côtiers guinéens (Tominé et Konkouré)

a) Le bassin versant supérieur de la Tominé (tableau 5)

Le bassin versant supérieur de la Tominé, limité à Gaoual, couvre une superficie de 9400 km² et constitue la partie NW du Fouta Djallon (fig.4).

Tableau 5 – *Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Tominé en amont de Gaoual*

Cours d'eau	Exutoire	Superficie (km ²)	Longueur (km)	Altitudes (m) maxi mini	Dénivelé (m)	Pente moyenne (m/km)
KOUMBA	pont	2100	100	1287 180	1120	11,2
OUESSEGUELE	confluence	900	90	900 180	720	8,0
BANTALA	confluence	1900	90	1500 150	1350	15,0
KOUMBA	confluence	6100	190	1500 100	1400	7,4
TOMINE	confluence	3300	140	1000 100	900	6,4
TOMINE	Gaoual	9400	140	1500 80	1480	10,6

La Tominé prend sa source à 1000 m d'altitude sur le versant ouest du plateau cuirassé situé au Nord de Télimélé. D'orientation NE-SW sur les 60 premiers kilomètres, elle prend une direction générale S-N sur les 80 km restant avant Gaoual. Dans son cours supérieur, elle dévale rapidement les contreforts occidentaux du Fouta Djallon (16 m/km de pente moyenne) et atteint la cote 200 après seulement 50 km d'existence. Le seul affluent important est la Koumba, qu'elle reçoit 1 km avant Gaoual. A la confluence, la Tominé a drainé un bassin versant de 3300 km². Après son passage à Gaoual (à 80 m d'altitude), elle devient la Koliba puis, en Guinée Bissau, le Rio Corubal qui atteint péniblement l'océan Atlantique.

La Koumba, qui draine un bassin versant de 6100 km², possède trois affluents majeurs et a une longueur de 190 km, alors que la Tominé n'a parcouru à leur confluence que 140 km. La Koumba prend sa source à 1287 m au mont Kokou, point culminant du Fello Ali, à 20 km au Nord de Labé, non loin des sources de la Dima et de la Kakrima. Tout d'abord d'orientation W-E puis S-N, elle acquiert sa direction générale E-W au bout de 40 km. Torrentielle dans les 20 premiers kilomètres, elle atteint la cote 500 après 30 km de parcours seulement, et la cote 200, 60 km plus loin. Elle est à la cote 100, 10 km avant sa confluence. Elle reçoit en rive droite, au km 70, la Tiri qui draine les contreforts méridionaux du massif de Mali, et en rive gauche, au km 100, l'Ouességuelé qui prend sa source à 900 m d'altitude à proximité de celle de la Tominé. Enfin, son dernier affluent majeur est la Bantala en rive droite, au km 130 ; cette rivière prend sa source à 1500 m d'altitude au mont Loura (point culminant du Fouta Djallon), mais le premier tiers de son réseau hydrographique dendritique n'est fonctionnel qu'en saison pluvieuse.

b) Le bassin versant supérieur du Konkouré (tableau 6)

Le bassin versant supérieur du Konkouré, limité à Konkouré, couvre une superficie de 9900 km² et constitue la partie SW du Fouta Djallon (fig.4).

Le Konkouré prend sa source au signal de Bilima Kanté à 1090 m d'altitude dans le Sud du Fouta Djallon, à 10 km à l'Est de Mamou. D'axe général E-W, il reçoit de nombreux affluents drainant le contrefort occidental du plateau de Dalaba. Jusqu'à la cote 400, sa pente moyenne est de 10 m/km, puis il atteint péniblement la cote 300 au bout de 60 km à travers un paysage gréseux. Avant sa confluence avec la Kakrima en rive droite au km 160, sa pente passe de 1,7 à 2,5 m/km : son cours est coupé de plusieurs rapides. A Konkouré, il a parcouru 180 km.

La Kakrima est le principal affluent du Konkouré. Elle draine un bassin versant de 5700 km² sur 190 km de long. Elle prend sa source à 1287 m au mont Kokou (comme la Koumba), au Nord de Labé. Elle

reçoit la Sala en rive gauche ; cet affluent prend sa source à proximité de la Dima. Ensuite, elle s'écoule entre le plateau de Télimélé et le plateau de Labé suivant une direction générale NNE-SSW ; sa pente (6,5 m/km) est relativement constante jusqu'à sa confluence avec le Kokoulo, 20 km avant de se jeter dans le Konkouré. Ces derniers 20 kilomètres sont entrecoupés de nombreux rapides. Le Kokoulo est un affluent d'importance équivalente à la Kakrima (tableau 6) ; circulant dans un même paysage gréseux, il en a les mêmes caractéristiques et le même aspect. Il prend sa source sur le plateau de Labé au Sud de la ville, et on peut noter ses très belles chutes qui, d'une part constituent un site touristique renommé et dont d'autre part la force hydraulique est exploitée pour fournir de l'énergie électrique à une grande partie du pays.

Tableau 6 – *Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Konkouré en amont de Konkouré*

Cours d'eau	Exutoire	Superficie (km ²)	Longueur (km)	Altitudes (m)		Dénivelé (m)	Pente moyenne (m/km)
SALA	confluence	450	60	1200	550	650	10,8
KAKRIMA	confluence	5700	190	1300	180	1120	5,9
KOKOULO	confluence	2200	160	1200	300	900	5,6
KONKOURE	confluence	4200	170	900	180	720	4,2
KONKOURE	Konkouré	9900	180	1090	150	940	5,2

III – LE FOUTA DJALON : ÉVOLUTION ACTUELLE DU BIOTOPE

A – UNE POPULATION ESSENTIELLEMENT RURALE

Le Fouta Djalon est une zone fortement peuplée. La densité moyenne est de 25 hab/km². Certaines zones dépassent les 100 hab/km² ; le maximum est atteint à Labé où on enregistre 640 hab/km² avec près de 50 000 habitants (GUPTA, 1987). Ces populations sont en majorité rurales (de 85 à 90 %). La partie centrale du massif est occupée par des Peuls et des Mandingues ; les minorités sont les Bassaris, les Soninkés, les Kogniaguys et les Sarakolés. Les propriétaires terriens sont des Foulas (ethnie Peul), les autres ethnies sont consultatives bien qu'elles constituent maintenant la majorité de la population. Toute la population est islamisée, ce qui conditionne beaucoup les attitudes socio-économiques.

Au Nord, dans la région de Kédougou, les Bassaris représentent l'ethnie dominante devant les minorités Peuls et Wolofs. La densité de population y est nettement moins importante (6 hab/km²) ; Kédougou regrouperait environ 10 000 habitants (DESCROIX, 1986).

B – L'UTILISATION DU BIOTOPE

L'homme extrait du sol tous les aliments qu'il consomme et la grande partie des matériaux qu'il utilise pour sa protection. Il est successivement agriculteur, éleveur et artisan.

Deux systèmes de culture existent : un système individuel (ou familial) et un système communautaire. Le système individuel consiste en une petite exploitation privée correspondant à une famille. Traditionnellement laissée à la libre gestion des femmes, on y cultive sous les arbres fruitiers (manguiers et orangers), maïs, haricot, arachide, taro, manioc, patate, aubergine, gombo, oignon. Le système communautaire est le domaine

des hommes. Ce système d'entraide est appelé "kilé". Il consiste en une culture itinérante de fonio, céréale qui forme la base de l'alimentation. L'entretien des sols est assuré par la pratique d'une jachère de 7 ans.

L'élevage ne constitue pas une spéculation agricole sur laquelle vivent les villageois. On trouve un nombre important de petits ruminants (peu de moutons et beaucoup de chèvres) et quelques bovins.

C – DISCUSSION : LA DÉGRADATION DU MILIEU

Les récoltes sont de plus en plus faibles du fait de la baisse de fertilité des sols, de l'insuffisance des pluies depuis les années 70 et de l'endommagement des cultures par certains animaux sauvages (criquets, cynocéphales, termites, chenilles). En effet, dans tout le Fouta Djallon, la dégradation du milieu naturel est visible à l'échelle humaine (PELISSIER, 1949 ; MAIGNIEN, 1954 ; TRICART, 1956 ; GUPTA, 1987). Cette évolution négative rapide est consécutive à la concomitance de trois facteurs indépendants : le climat, le facteur édaphique et l'action anthropique. La région est assujettie depuis les années 70 à un déficit hydrique important qui a entraîné l'accentuation du contraste entre saison sèche et saison humide. L'altération ferrallitique des roches aluminosilicatées, qui remonte au Crétacé ou Jurassique, et qui est accentuée par le climat actuel, a contribué au cuirassement des sols. Enfin, l'explosion démographique entraînant une charge de plus en plus importante sur ce milieu fragile n'a fait que renforcer les effets néfastes des deux facteurs précédents.

Il est donc urgent de lutter contre la surexploitation de ce milieu menant vers la fragilité écologique, vers les défrichements inconsidérés sur les pentes provoquant l'érosion et l'écoulement accéléré, vers la régénération des terrains de pâturage par le feu, et les pâturages non contrôlés causant l'élimination à long terme de la couverture végétale.

IV – CONCLUSION

Bien que le tapis végétal se modifie en allant du Sud au Nord, la forêt s'éclaircissant et passant progressivement à la savane arborée et arbustive, les mêmes paysages morphologiques se retrouvent partout. Les "donghols", monotones et vastes plateaux ; les "fellors", buttes isolées sur les plateaux offrant des pentes sévères et qui donnent tous les sommets ; les "aïndés", vallées profondes et souvent étroites qui découpent le massif en "cases de damier" (PELISSIER, 1949), et qui font dire à H. CHURCH que : *"some 5000 squares miles are above 3000 feet ; these figures might indicate rather unimpressive mountains but on the contrary they are majestic, because of intense dissection"* (in West Africa, 1957, p. 285).

Chapitre II

CADRE GÉOLOGIQUE ET PÉDOLOGIQUE DU DOMAINE LATÉRITIQUE

Ce chapitre est consacré à l'histoire géologique du Fouta Djalon, à la définition des grands ensembles lithologiques et pédologiques. Un intérêt particulier est donné à la description des différentes unités géologiques. Ce qui suit est donc une synthèse bibliographique des travaux les plus récents et tente de donner un aperçu simple de cette zone géologique fortement bouleversée. Ensuite, un rapide aperçu des ressources hydrogéologiques est dressé avant de décrire les principaux types de sols.

I – CADRE GÉOLOGIQUE

A – LE CRATON OUEST-AFRICAÏN

Le Fouta Djalon se situe sur la bordure SW du craton ouest-africain. Ce vaste complexe géologique, stabilisé à la fin de l'orogénèse éburnéenne vers 1800–1600 Ma, est limité par des zones mobiles formées ou rajeunies au cours de cycles orogéniques ultérieurs, panafricains (660 et 550 Ma), hercynien (250 Ma) et alpin (60 Ma) (BESSOLES, 1977 ; ROSSI *et al.*, 1984). Cette plate-forme cratonique est constituée d'une dorsale de socle au Nord (dorsale Réguibat) et d'une autre au Sud (dorsale de Léo) et, entre les deux, d'une couverture sédimentaire (bassin de Taoudéni) (fig.11).

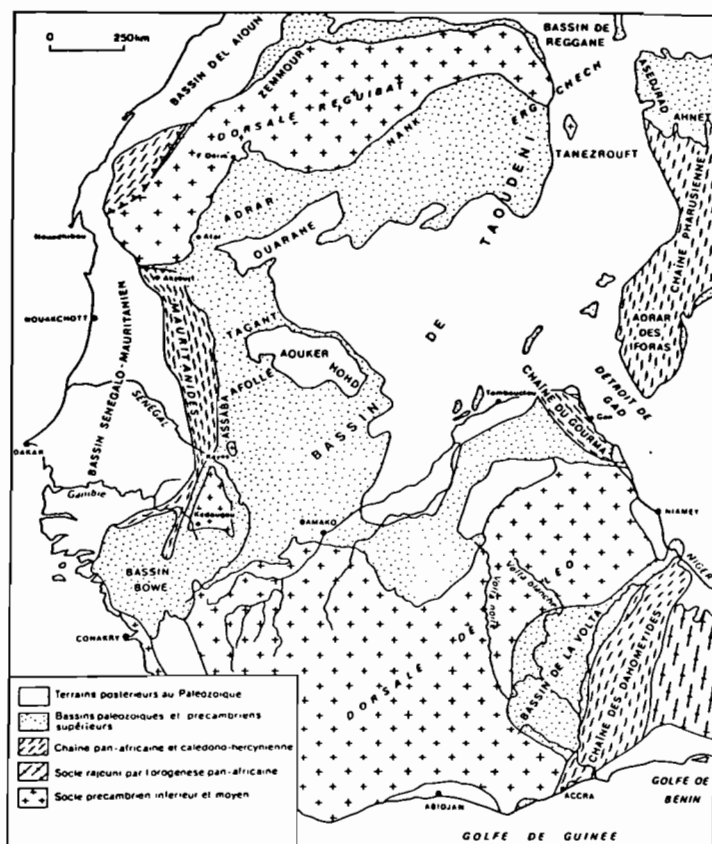
B – HISTOIRE GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION

L'histoire géologique de la région est retracée à partir des récents travaux de VILLENEUVE (1984) et DEYNOUX *et al.* (1989 b) qui complètent les études antérieures de BASSOT (1966, 1969), TROMPETTE (1973), DILLON et SOUGY (1974), DEYNOUX et TROMPETTE (1976), BESSOLES (1977), DEYNOUX (1980). Les grands événements géologiques de la région peuvent être retracés en huit épisodes.

1. L'orogénèse éburnéenne (1800 Ma) constitue la fin du cycle birrimien. Elle a affecté toutes les roches formées depuis le cycle libérien (3000–2500 Ma) (BESSOLES, 1977).

2. Vers 1000 Ma, des mouvements distensifs débutant par des épanchements rhyolitiques individualisent le bassin de Madina Kouta dont les sédiments, d'abord continentaux puis épicontinentaux à marins, indiquent l'ouverture d'une dépression orientée E–W.

3. Cet épisode prend fin vers 650 Ma, au début du Briovérien (BASSOT, 1966), à la suite de la subduction vers l'Ouest d'un rift de type mer Rouge provoquant la collision de deux masses continentales donnant naissance à la chaîne du Panafricain I des Bassarides (VILLENEUVE, 1984 ; VILLENEUVE et DALLMEYER,



hercynienne en marche d'escalier liée à l'ouverture de l'Atlantique. De la fin du Permien au début du Jurassique (DILLON et SOUGY, 1974), ces phénomènes distensifs se sont accompagnés de remontées de magma basique le long de nombreuses cassures. Elles se sont traduites par l'injection de dolérites dans tous les terrains encaissants ; les sills de dolérites sont cependant plus importants dans les formations tabulaires argileuses.

7. Après ce stade initial du rift médio-atlantique marqué par la fissuration des marges et un volcanisme doléritique important, une période d'émersion et d'érosion arase les plis et les bombements hercyniens. La mer envahit les régions côtières du Sénégal au Jurassique (vers 180 Ma) et s'avance vers l'intérieur au Crétacé. La transgression est maximale au Lutétien (vers 45 Ma, Eocène moyen) ; la mer occupe alors la moitié ouest des deux bassins fluviaux du Sénégal et de la Gambie. A la fin de l'Eocène, un bombement du socle dû à des remontées mantelliques individualise le massif du Fouta Djallon. La mer se retire, l'érosion entaille les reliefs, et le matériel gréseux du Continental terminal s'empile au-dessus des séries marines éocènes. Au Pliocène, le continent actuel est émergé. La surrection du Fouta Djallon s'étend du Tertiaire au Quaternaire et a engendré la topographie actuelle. On note encore quelques manifestations locales d'hydrothermalisme (GIRARD, 1985 ; GAC, 1986 ; GIRARD *et al.*, 1989).

8. Au cours du Quaternaire ancien et moyen, de vastes glacis étagés en trois niveaux se sont formés, s'ordonnant en fonction du réseau hydrographique. Le climat a ensuite évolué vers la sécheresse pendant le Würm récent ; les fleuves ont alors creusé leur lit dans les grès du Continental terminal et dans les séries marines sous-jacentes. Les cours d'eau ont repris les galets des terrasses anciennes pour former les "gravieres sous berges" (VOGT, 1959) en bordure des plaines alluviales. Les dernières phases de l'évolution sont marquées par d'importantes modifications bioclimatiques au cours de la seconde moitié du Pléistocène supérieur et de l'Holocène (AUDIBERT, 1970 ; MICHEL, 1973 ; MONTEILLET, 1988 ; DIOUF, 1989 ; GAC et ORANGE, 1990).

C – LES GRANDS ENSEMBLES GÉOLOGIQUES

L'esquisse géologique (fig.12) est extraite de la notice de la carte géologique de l'Afrique Occidentale (au 1/2 000 000e) publiée par le BRGM en 1960, des notices des cartes géologiques de Guinée (au 1/1 000 000e, Service des Mines, Conakry, 1985) et du Mali (au 1/1 500 000e, Ministère du Développement Industriel, DNGM, Bamako, 1981). Elle a été précisée grâce à de nombreux travaux dont les plus exhaustifs sont ceux de CHETELAT (1933), GOLOUBINOW (1950), DARS (1961), BASSOT (1969), MACHENS (1973), MICHEL (1973), TROMPETTE (1973), DILLON et SOUGY (1974), BESSOLES (1977), DEYNOUX (1980), VILLENEUVE (1984), DEYNOUX *et al.* (1985), MARCHAND *et al.* (1987), DEYNOUX *et al.* (1989), GIRARD *et al.* (1989) et VILLENEUVE (1989).

1. Les formations birrimiennes du socle

Les affleurements du socle sont représentés par les fenêtres de Kayes, au Nord, et de Kéniéba, à l'Ouest, et par l'extrémité septentrionale de la dorsale de Léo au Sud. Le socle est constitué de formations birrimiennes faiblement métamorphisées d'origine sédimentaire ou éruptive et ayant subi diverses granitisations. Les séries métamorphiques sont formées d'un ensemble de schistes et grauwackes, et de roches volcaniques basiques faiblement métamorphisées. Le premier ensemble, attribué au Birrimien inférieur, s'étend de part et d'autre du cours supérieur de la Falémé et, surtout, forme un cercle d'une centaine de kilomètres de rayon autour de Siguiri dans le bassin du Niger. Le faciès schisteux comprend des schistes sériciteux, des talcschistes et des micaschistes, le plus souvent à muscovite ; les grauwackes et quartzites représentent d'anciens grès feldspathiques mal classés. On trouve également des cipolins, en deux groupes d'affleurement bien individualisés, d'une puissance de 2300 m : l'un est situé à l'Ouest et au SW de Kédougou, l'autre sur la Falémé à l'extrémité SE du granite de Saraya (dans la fenêtre de Kéniéba). Ce sont des calcaires dolomitiques pouvant évoluer vers des faciès siliceux ou marneux (BASSOT, 1966). GOLOUBINOW (1936, 1950) signale également quelques calcaires recristallisés, des quartzites et des schistes charbonneux au sein

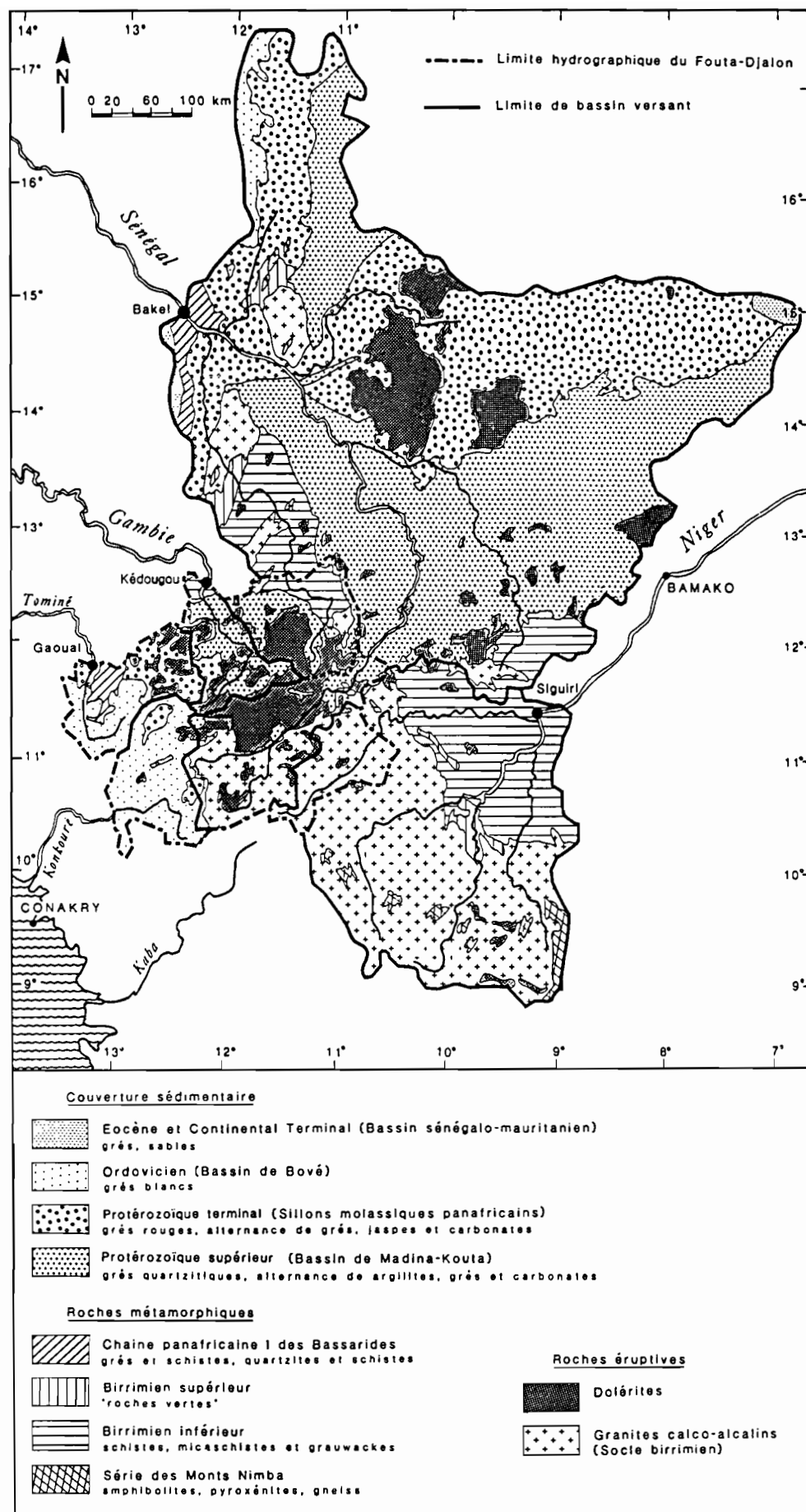


Fig.12 – Esquisse géologique du Fouta Djallon et des bassins versants supérieurs du Sénégal et du Niger

d'arkoses schisteuses dans la série métamorphique de Siguiri. Les roches volcaniques, attribuées au Birrimien supérieur, sont désignées sous le terme de "roches vertes". Elles sont moins répandues que la formation précédente. On les trouve du Nord au Sud, au Nord du granite de Kayes dans le bassin versant du Sénégal, au Nord de Kédougou dans les bassins versants de la Gambie et de la Falémé, à l'Ouest de Kankan dans le bassin versant du Niger. Ce sont des méta-andésites ou metabasaltes associés à des tufs, grauwackes, jaspes et argilites (BASSOT, 1966 ; MICHEL, 1973).

Ces deux séries métamorphiques ont subi diverses granitisations liées à l'orogénèse éburnéenne. Les granites syntectoniques sont de loin les plus répandus ; ils constituent le vaste ensemble granito-gneissique de la dorsale de Léo située à l'Est, au Sud et à l'Ouest des formations métamorphiques de Siguiri. On les retrouve également dans la fenêtre de Kayes et dans la fenêtre de Kéniéba. Malgré la grande diversité de leur chimisme qui évolue de la granodiorite au granite alcalin, ils sont classés dans la catégorie des granites calco-alcalins (GOLOUBINOW, 1950). Dans la région de Kissidougou, on trouve en leur sein des séries à amphibolites, pyroxénites et gneiss que BESSOLES (1977) décrit comme étant les traces du vieux socle archéen. Les granites post-tectoniques sont très localisés et de faible importance.

2. La couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur du bassin de Madina Kouta

En bordure du socle, des couches sédimentaires souvent très épaisses reposent en discordance majeure sur les séries métamorphiques et leurs intrusions granitiques. Ces dépôts, essentiellement gréseux, correspondent à la couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur du bassin de Madina Kouta qui occupe la majeure partie des bassins versants supérieurs du Sénégal et de la Gambie. VILLENEUVE (1984), en s'appuyant sur les travaux de BASSOT (1966) et TORCHINE (1976), distingue, au Sénégal oriental, le groupe de Ségou à la base et le groupe de Madina Kouta en discordance sur le premier ou directement sur le socle. Ces deux groupes comprennent chacun une importante formation gréseuse plus ou moins quartzitique et très dure, respectivement la formation de Dindéfello et la formation de Kannta, reposant sur des séquences décimétriques argilo-carbonatées et gréseuses.

Dans le paysage, cette couverture constitue le Sud du plateau de l'Afollé au Nord de Kayes, le plateau Mandingue d'axe E-W et dont le contact avec le socle est matérialisé par la célèbre falaise de la Tambaoura, et enfin le NE du Fouta Djallon au Sud de Kédougou. Les couches, d'une puissance de 600 à 1500 m, ont toujours un faible pendage de direction Est ou NE sur le plateau Mandingue ou Sud dans le Fouta. La lithostratigraphie de cette vaste couverture sédimentaire (Sénégal oriental, Mali occidental, Affolé-Assaba, Adrar de Mauritanie) a donné lieu à de nombreuses divergences (AYME *et al.*, 1962 ; BENISE, 1964 ; SIMON, 1979 ; SIMON *et al.*, 1979 ; ROSSI, 1982 ; ROSSI *et al.*, 1984 ; MARCHAND *et al.*, 1987 ; DEYNOUX *et al.*, 1989 a ; PROUST, 1990) dont une synthèse est proposée dans GAC et ORANGE (1990). Enfin, il importe de préciser que, sur toute l'étendue du plateau Mandingue, les bancs de grès siliceux durs présentent de grandes fissures. Ces diaclases, bien visibles sur photos aériennes, se recoupent sous des angles divers et forment un quadrillage parfois serré. De nombreux cours d'eau, même les plus importants, empruntent ces discontinuités et changent brusquement de direction à plusieurs reprises. Ce réseau de diaclases joue un rôle primordial dans la morphogénèse.

3. La chaîne panafricaine des Bassarides

VILLENEUVE définit la partie sud de l'unité A par le groupe de Termesse qui correspond en partie à la série de la Falémé identifiée au Sénégal par BASSOT (1966) et plus couramment appelé Falmien. Cette série forme une bande étroite d'une vingtaine de kilomètres s'étalant de Gaoual à Bakel ; elle montre une succession de jaspes, schistes et grès, les grès en constituant le niveau caractéristique. La partie nord est composée de roches faiblement métamorphiques et s'étire de Bakel, dans le bassin du fleuve Sénégal, à Mbout, en Mauritanie, en se prolongeant vers le NW jusqu'à Akjoujt. C'est la série de Bakel-Mbout (MICHEL, 1973), constituée de quartzites et de schistes. Les quartzites sont bien représentés dans la région de Bakel ; il s'agit de quartzites clairs, blancs, massifs et lités. Vers l'Ouest, les formations de cette unité plongent sous les dépôts du Tertiaire, les pendages étant de l'ordre de 30° à 40°. L'unité B correspond

au groupe de Guingan (VILLENEUVE, 1984) ou série des Bassaris (BASSOT, 1966). Elle se situe dans un étroit couloir orienté NNE-SSW limité par des failles entre l'unité A à l'Est et la couverture molassique de Youkounkoun à l'Ouest. Elle est constituée de matériaux volcaniques basiques, de tufs volcaniques et de sédiments détritiques à association peu différente de celle rencontrée dans l'unité A. Enfin, l'unité C, absente de la zone étudiée, comprend plusieurs groupes aux faciès pétrographiques variés et ayant subi des degrés divers de métamorphisme.

4. Les sillons molassiques panafricains du Protérozoïque terminal et du Cambrien inférieur

La couverture molassique représente la phase d'érosion de la chaîne du Panafricain I des Bassarides et correspond au comblement des dépressions disposées en sillons parallèles à la chaîne. La particularité de cet ensemble est de débiter par un marqueur lithostratigraphique lié à l'épisode glaciaire de l'Eocambrien, d'une continuité extraordinaire sur des milliers de kilomètres et connu sous le nom de "la triade" (DEYNOUX *et al.*, 1989 b ; GAC et ORANGE, 1990).

Dans le bassin versant de la Gambie, VILLENEUVE (1984) distingue le groupe de Mali, ensemble inférieur essentiellement argilo-gréseux et le groupe de Youkounkoun, ensemble supérieur à grès rouges situé entre les unités B et C de la chaîne panafricaine. Le groupe de Mali débute par un conglomérat argilo-gréseux d'origine glaciaire surmonté par un niveau de calcaires dolomitiques auquel succèdent dans certains cas des jaspes, pélites et grès (BASSOT, 1966). Cet ensemble à teinte dominante verte est plissé vers l'Ouest dans les zones de faiblesse de la chaîne aux abords des failles. Il repose en discordance sur le socle birrimien, sur le groupe horizontal de Madina Kouta et sur les unités A et C de la chaîne des Bassarides. Les caractères principaux des formations de ce groupe (dépôts homogènes, présence de dépôts d'origine glaciaire à la base, absence de matériaux volcaniques, plissement relativement faible et absence de métamorphisme) permettent de les différencier de celles du groupe de Youkounkoun de la chaîne panafricaine. VILLENEUVE (1984) a interprété les dépôts de la base du groupe de Mali comme les premiers faciès molassiques mis en place dans un environnement en partie glaciaire et structurés par des phases panafricaines tardives liées à l'édification de la chaîne des Rokelides au Sierra Leone. Les autres dépôts molassiques du groupe de Youkounkoun seraient plus récents (post panafricain II). Ce dernier ensemble est essentiellement constitué de grès et de conglomérats ; il est à teinte dominante rouge ou brun-rouge. Le caractère peu évolué de ces sédiments indique un faible transport et un mauvais étalement dans des bassins profonds bien circonscrits (2000 à 3000 m de puissance), probablement tectoniquement actifs et à subsidence rapide. Le métamorphisme de ces formations est très faible. Ces dépôts correspondent à l'épisode molassique de la chaîne des Rokelides.

Vers le Nord, l'équivalent du groupe de Mali est représenté par le groupe de Bakoye *pro parte* et le groupe de Nioro (ROSSI, 1982 ; ROSSI *et al.*, 1984 ; VILLENEUVE, 1988, 1989 ; GAC et ORANGE, 1990). Ces formations silto-argileuses et à grès feldspathiques fins surmontent des dolomies calcaires à barytine qui coiffent les dépôts glaciaires de "la triade" (tillites et grès conglomératiques). Elles affleurent largement vers l'Est dans le bassin versant de la Kolimbiné et dans la région de Nioro (au Nord des plateaux Mandingues). Comme la plupart de ces roches sont très sensibles à l'érosion en milieu tropical, les différents niveaux de la série ont été largement déblayés. Ainsi, on observe quelques rares affleurements de dolomies calcaires seulement à l'Ouest de Kayes, le long du Karakoro.

5. Les formations sédimentaires du Cambrien supérieur au Dévonien

Les sédiments paléozoïques sont surtout connus dans le bassin Bové. Dans le bassin de Taoudéni, ces formations paléozoïques sont situées en Mauritanie dans les plateaux de l'Assaba et du Tagant, dans la falaise du Hodh et, surtout, dans l'Adrar.

Les grandes subdivisions lithostratigraphiques du bassin Bové sont, de bas en haut, les groupes de Pita, de Télimélé et de Bafata, dont les puissances sont de 300-600 m, 300 m et 100 m. VILLENEUVE (1984) a attribué à ces trois groupes respectifs des âges cambro-ordovicien, silurien et dévonien. Les deux derniers groupes apparaissent uniquement au centre du bassin Bové en Basse Guinée. Le groupe de Pita, base de la série, est représenté dans le plateau de l'Assaba, dans la partie occidentale du Fouta Djallon et par trois

buttes témoins dans le bassin de la Gambie. Il se subdivise en trois formations correspondant à trois types de dépôts différents. A la base, la formation de Guéméta (grès feldspathiques et conglomérats souvent rouges) correspond probablement à des dépôts fluviaux comblant des paléodépressions locales importantes de la chaîne panafricaine à relief encore marqué ; au centre, la formation de Kindia (grès blancs à passées conglomératiques et à stratifications obliques) provient d'un épandage fluvial en "tresse" ; au sommet, la formation du mont Gangan (grès blancs massifs et conglomérats rouges) peut avoir une origine glaciaire et correspondre à la glaciation fini-ordovicienne et au dépôt de la "tillite supérieure" (DEYNOUX, 1983). Les formations de Guémata et de Kindia affleurent jusqu'aux sommets des principaux reliefs du Fouta Djallon entre Labé, Pita et Dalaba. Enfin, les formations sédimentaires du Paléozoïque sont subhorizontales dans le Fouta Djallon et ne présentent que des pentes faibles en allant vers l'Ouest. Par contre, plus au Nord, les couches sont affectées par une tectonique hercynienne plus violente (MICHEL, 1973 ; VILLENEUVE, 1984).

6. Les venues doléritiques permo-triasiques

Les dolérites, du Permien et du Trias, forment, avec les grès, les principaux reliefs des bassins versants supérieurs du Sénégal et de la Gambie. La répartition des venues doléritiques et leur mode de gisement dépendent des roches traversées : elles sont sous forme de dykes au sein des roches granitiques et métamorphiques, alors qu'à l'intérieur des séries sédimentaires (argilites) elles se développent en sills. Le métamorphisme de contact développé est assez important (400-500°C) et, surtout, elles semblent responsables d'un phénomène d'hydrothermalisme affectant tout le bassin de Taoudéni (GIRARD, 1985 ; GIRARD *et al.*, 1989). Il en résulte la transformation locale des pélites et des grès calcaires ou argileux en cornéennes et des autres grès en quartzites (DARS, 1961). Ces dolérites sont particulièrement abondantes dans la partie sud du bassin de Taoudéni, et spécialement le long de la faille guinéo-nubienne qui traverse de part et d'autre le craton ouest-africain (GIRARD *et al.*, 1989). Ce sont des roches foncées, grisâtres à verdâtres, à grains de dimensions variables, très dures (DARS, 1961 ; MACHENS, 1973). Elles se débitent en boules sous l'effet de l'altération (MICHEL, 1973). CHETELAT (1938) note que le type le plus fréquent dans le Fouta Djallon est une dolérite à grains moyens de texture ophitique, de même composition géochimique que celles du Maroc et du bassin de Taoudéni (GIRARD *et al.*, 1989).

7. Le bassin méso-cénozoïque sénégal-mauritanien (Eocène et Continental terminal)

Ce vaste bassin sédimentaire, qui s'étend du Nord de la Mauritanie au Sud du Sénégal, s'est mis en place à partir du Crétacé et durant le Tertiaire. Seules les formations de l'Eocène et du Continental terminal affleurent. Sous ce nom, on désigne en Afrique occidentale un complexe sédimentaire d'origine continentale allant de l'Eocène au Quaternaire (ARCHAMBAULT, 1960). Des sables et des grès tendres ou argileux dominent et alternent avec des bancs d'argiles. Cette série constitue la partie supérieure du bassin sénégal-mauritanien. Elle n'apparaît qu'à l'extrême NE du bassin versant du Sénégal, en contact discordant avec les terrains paléozoïques. Par endroit, l'érosion a mis à jour la couche sédimentaire concordante sous-jacente de l'Eocène dont ELOUARD (1962) a fait une description détaillée. Cette série d'origine marine, grés-argileuse, affleure surtout le long de la vallée du fleuve Sénégal en aval de Bakel.

8. Les formations latéritiques et superficielles

En Afrique occidentale, les latérites ont une extension considérable (MAIGNIEN, 1958 ; BOULANGE et MILLOT, 1988). Dans ces régions tropicales à climat chaud et humide, un épais profil d'altération latéritique se développe aux dépens des roches mères du substratum (PEDRO, 1968). Ainsi, une couche latéritique dont l'épaisseur peut dépasser 50 m recouvre souvent la surface (LACROIX, 1914 ; GOLOUBINOW, 1950 ; MICHEL, 1973). Les latérites de la zone de départ et de la zone de concrétion présentent souvent des faciès caractéristiques des roches sous-jacentes. Sur les roches granitiques, elles sont de teintes orangées, très argileuses et riches en grains de quartz résiduels. Sur les schistes, elles sont rouge violacé, à grains fins et

à texture schisteuse leur donnant un délit en plaquette. Ces formations latéritiques ont des significations géomorphologiques complexes qui ont été présentées dans le chapitre I.

Les autres formations superficielles sont constituées d'alluvions, de dunes et de quelques dépôts loessiques. Les alluvions garnissent les vallées alluviales du fleuve Sénégal de Bakel à Kayes, de la Kolimbiné et du Niger de Siguiri à Kouroussa ; il s'agit de limons très fins peu argileux, de sables et de graviers. Ce remblai atteint une quinzaine de mètres d'épaisseur et sa largeur peut dépasser plusieurs kilomètres (GOLOUBINOW, 1950 ; MICHEL, 1973). Les alluvions anciennes ont été souvent latéritisées et il est difficile de les distinguer des latérites provenant d'éluvions. Enfin, des bancs de sable ou dunes recouvrent l'extrémité ENE du bassin versant du Sénégal à l'Est de Nioro, et des limons éoliens saupoudrent les plateaux latéritiques et les glacis élevés du Fouta Djallon et du plateau Mandingue méridional (GSELL, 1957 ; MICHEL, 1973).

II – COMPOSITION CHIMIQUE DU SUBSTRATUM ROCHEUX

Les flux de matières, en solution ou en suspension, transportées par les eaux de surface relèvent de processus d'érosion mécanique et d'altération chimique dont l'intensité est fortement tributaire de la nature lithologique des formations rocheuses et des sols drainés. Dans un premier temps, il est donc intéressant d'établir une classification lithologique par bassin versant, et de définir une composition chimique moyenne des principaux faciès.

A – LITHOLOGIE ET DEGRÉ D'ALTÉRABILITÉ

1. Degré d'altérabilité des roches

Les minéraux présentent des sensibilités différentes à l'altération selon leur composition chimique et l'agencement de l'édifice cristallin. Dans le domaine tropical, MAIGNIEN (1958), LENEUF (1959) puis LELONG (1969) ont établi l'ordre de vulnérabilité décroissant suivant dépendant du chimisme du minéral : silicates basiques, feldspaths calco-sodiques, feldspaths potassiques, muscovite et quartz. Ce schéma type présente naturellement des variations selon les conditions locales. Cependant, il ressort de cette classification la nette opposition entre les roches basiques et les roches acides, visible d'ailleurs à toutes les échelles, du minéral au paysage. En effet, l'altération se manifeste de façon brutale sur les roches basiques et de façon progressive sur les roches acides. D'autre part, la vitesse d'altération dépend également de mécanismes physiques qui séparent et désagrègent les cristaux des roches. ROUGERIE (1960), en Côte d'Ivoire, puis MICHEL (1973) sur les bassins versants du Sénégal et de la Gambie, ont proposé pour les différentes formations rocheuses représentées une échelle de dureté ou de résistance à l'altération tenant compte de ces deux paramètres :

- roches très dures : grès quartzites, cornéennes, dolérites,
- roches dures : grès quartzeux bien cimentés,
- roches à dureté moyenne : roches vertes, quartzites fissurés,
- roches tendres : grès feldspathiques, schistes métamorphiques,
- roches très tendres : grès à plaquettes, granites, pélites, tufs.

Les granites sont considérés comme des roches très tendres, car ce sont tous de vieux granites d'âge birrimien déjà bien altérés. Ce sont d'autre part des granites leucocrates à biotite ou à deux micas, plus sensibles à l'altération que les autres variétés de granites.

2. Classification lithologique

L'étude géologique a permis d'identifier : des granites et gneiss, des grès et quartzites, des roches vertes (roches volcaniques basiques) et des rhyolites (roches volcaniques acides), des dolérites, des schistes, des

micaschistes, des cipolins et autres roches carbonatées, des grauwackes, des argilites et pélites. Les formations carbonatées, que ce soient les cipolins du socle ou les bancs carbonatés du bassin de Madina Kouta, constituent toujours des roches bien cristallisées qui résistent mieux à l'érosion que l'encaissant constitué de pélites ou de grès peu cimentés. Par ailleurs, les dolomies calcaires plus tendres du groupe de Nioro ne représentent qu'une petite entité géologique située dans une zone désertique quasi endoréique où l'altération utilise plutôt des mécanismes à caractère physique. Cette famille de roches n'a donc pas été prise en compte.

Finalement, parmi les deux grandes familles chimiques de roches présentes (acides et basiques), six classes lithologiques ont été identifiées : granites, grès, schistes, grès quartzitiques et quartzites pour les roches acides, roches vertes et dolérites pour les roches basiques (tableau 7) (fig.13).

Tableau 7 – Unités lithologiques de la zone d'étude

Degré d'altérabilité de la roche	Chimisme de la roche	
	roches acides	roches basiques
roches très dures	quartzites et grès quartzitiques	dolérites
roches de dureté moyenne	schistes	roches vertes
	grès	
roches tendres	granites	—

La classe des granites représente l'ensemble granito-gneissique du socle birrimien ; elle constitue la majeure partie du bassin versant supérieur du Niger et le Sud du Fouta Djallon. La classe des grès tendres (tous les grès du Protérozoïque terminal et du Paléozoïque) est la plus étendue ; par ordre stratigraphique, on distingue le groupe de Termesse (ou falémien) de la chaîne panafricaine des Bassarides, le groupe de Mali des sillons molassiques panafricains et son équivalent septentrional, le groupe de Pita du bassin Bové. La classe des schistes, de dureté moyenne, est formée de l'ensemble métamorphique du Birrimien inférieur représentant la moitié nord du bassin versant amont du Niger et le grand axe du bassin versant de la Falémé ; on la retrouve aussi par îlots dans le Nord du Fouta Djallon et à l'extrémité SE du bassin versant du Sénégal. La classe des grès quartzitiques et quartzites correspond à la couverture sédimentaire du Protérozoïque supérieur et à la partie septentrionale de la chaîne panafricaine des Bassarides (ou série de Bakel-Mbout) ; elle constitue du Nord au Sud l'Afollé, les plateaux Mandingues et la partie nord du Fouta Djallon.

La classe des roches vertes représente les formations métamorphiques du Birrimien supérieur. La classe des dolérites est constituée de toutes les venues doléritiques du Permien et du Trias, et se retrouve en incrustation dans toutes les formations ; cependant on peut distinguer deux grands ensembles : l'un forme le centre du Fouta Djallon et l'autre les reliefs à l'Est de Kayes.

3. Répartition géographique des classes lithologiques

Les roches acides occupent 87 % de la superficie totale de la zone d'étude. La classe lithologique la mieux représentée est de loin celle des grès ; ces roches relativement tendres forment 47 % de la superficie totale. A l'opposé, les roches vertes sont les moins présentes : elles ne constituent que 1 % de la superficie totale. On les rencontre dans les bassins versants du Niger, de la Falémé et au Nord de Kayes dans le bassin versant du Sénégal (tableau 8). Les roches basiques sont principalement représentées par les dolérites qui constituent 12 % de la superficie totale. Ce pourcentage est inférieur à ceux des grès quartzitiques et des granites qui sont respectivement de 17 % et 15 %, mais il est supérieur à celui des schistes (8 %).

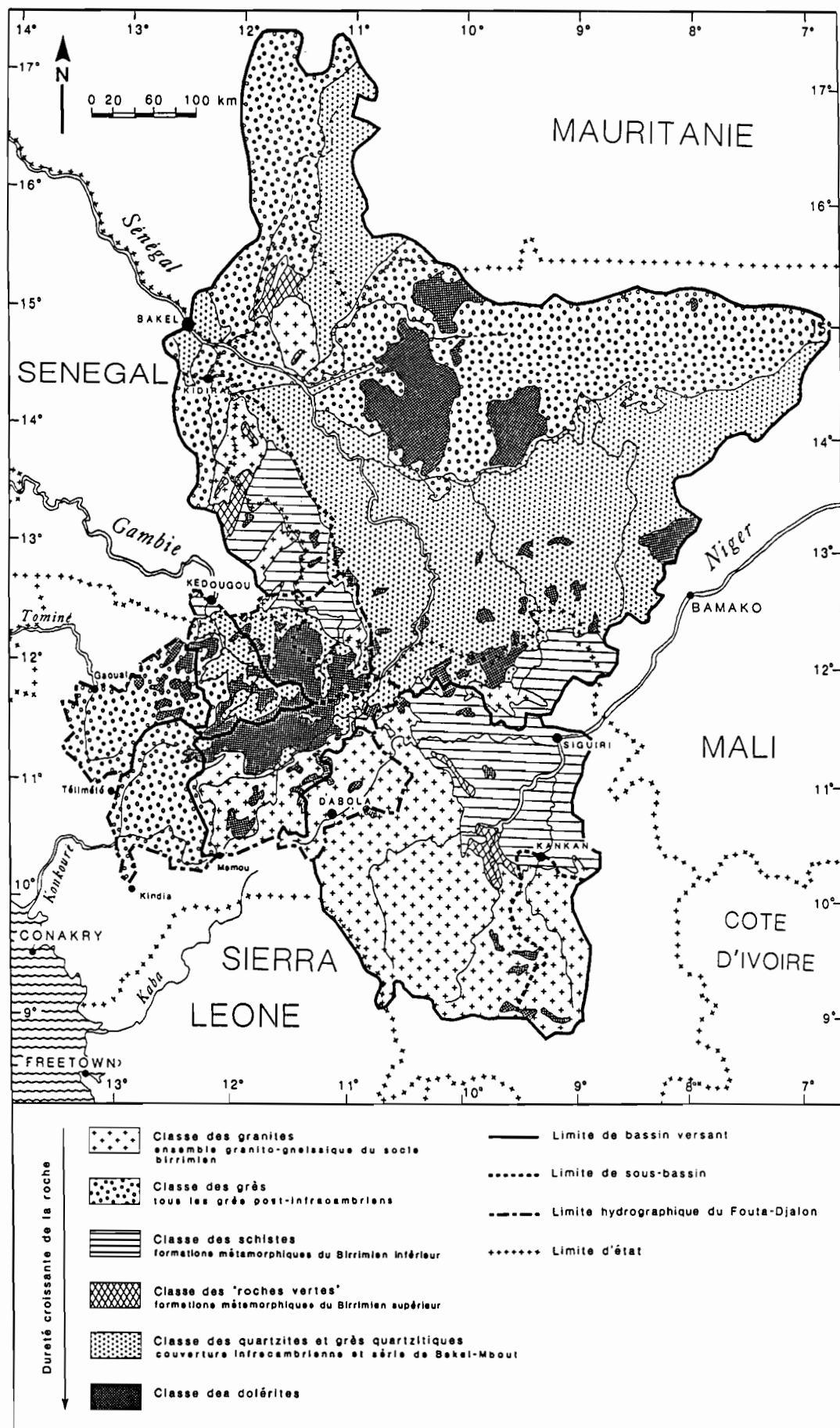


Fig.13 – Esquisse lithologique du Fouta Djallon et des bassins versants supérieurs du Sénégal et du Niger

Tableau 8 – Répartition des classes lithologiques par bassin versant (en %)

Bassin versant	Exutoire	Classes lithologiques					
		Granites	Grès	Schistes	Grès Q.	Dolérites	R. vertes
SENEGAL	Bakel	7	31	7	42	12	1
FALEME	Kidira	15	15	36	16	15	3
NIGER	Siguiri	69	—	26	—	2	3
MILO	Kankan	91	—	6	—	3	—
BAFING	Dakka-S.	45	6	1	9	39	—
FALEME	Satadougou	8	—	16	34	42	—
GAMBIE	Kédougou	—	18	7	45	30	—
TOMINE	Gaoual	—	86	—	—	14	—
KONKOURÉ	Konkouré	—	98	—	—	2	—
TINKISSO	Tinkisso	96	—	—	—	4	—
FOUTA DJALON		24	34	4	14	24	—

Les bassins du Konkouré, du Tinkisso et du Milo sont des bassins quasi monolithologiques à grès ou granites. Les bassins où les roches basiques ont le plus d'importance sont les bassins de la Gambie et de la Falémé. Sur l'ensemble du Fouta Djalon, les classes lithologiques s'arrangent simplement. Ce massif se divise en trois parts égales entre les grès tendres à l'Ouest, les granites au SE et les grès quartzitiques au NE. Mais, dans ce dernier ensemble, on trouve en incrustation un noyau doléritique qui constitue le coeur du massif montagneux, et, au Nord, les schistes birrimiens tendres de l'extrémité méridionale de la fenêtre de Kéniéba (fig.14).

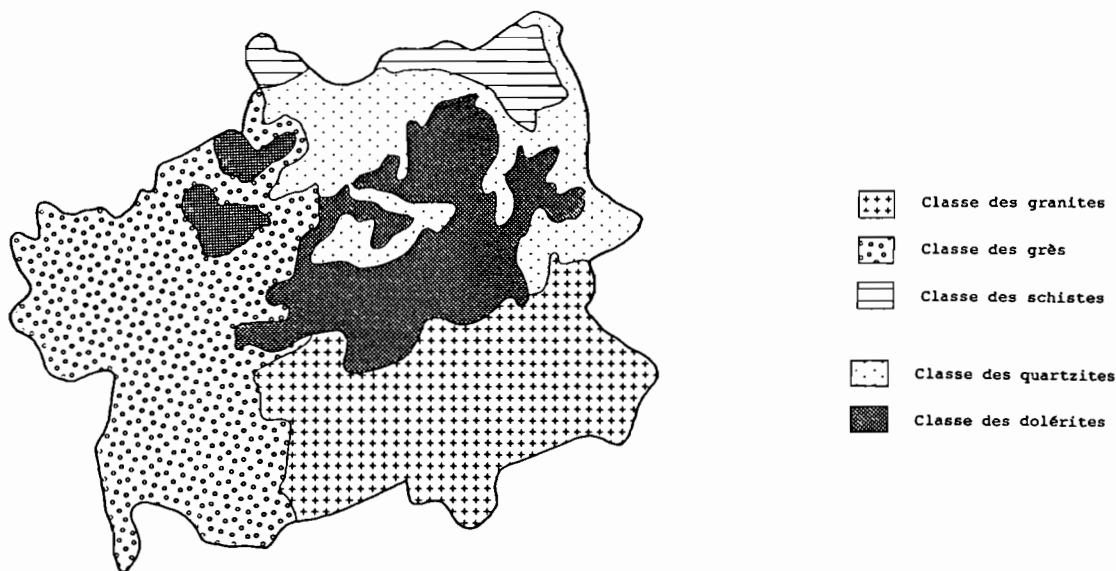


Fig.14 – Croquis de situation des ensembles lithologiques du Fouta Djalon

B – COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE DES ROCHES

1. Composition chimique des classes lithologiques

La composition chimique moyenne des six classes lithologiques (tableau 9) a été obtenue en grande partie à partir des 775 analyses chimiques et descriptions pétrographiques d'échantillons de roches provenant d'Afrique de l'Ouest, publiées par BLANCHOT (1958). Les échantillons se situant dans la zone d'étude ou à proximité immédiate ont été sélectionnés ; pour la classe des roches vertes uniquement, les compositions chimiques retenues proviennent d'échantillons du Nord de la Côte d'Ivoire et du Burkina Faso (PION, 1989). Pour compléter cette description chimique, les travaux de DARS (1961) et MACHENS (1973) sur les dolérites, de MAINGUET (1972) sur les grès et de MAIGNIEN (1958) ont également été consultés. La classification pétrologique utilisée est la classification des roches cristallines de A. LACROIX.

La classe des granites regroupe des granites en majorité calco-alcalins (mais leur chimisme peut évoluer de la granodiorite au granite alcalin), des gneiss et des migmatites ; la moyenne est établie à partir de 18 granites calco-alcalins, d'un granite alcalin, de 4 microgranites et de 3 gneiss. Bien que la classe des grès tendres soit la plus largement répandue, nous n'avons trouvé aucune analyse chimique provenant d'échantillons situés dans la zone étudiée. La moyenne fournie dans le tableau 9 a été établie à partir de trois analyses de grès de République Centrafricaine (MAINGUET, 1972). Huit schistes et deux micaschistes forment la classe des schistes, 20 dolérites, 13 gabbros et 5 andésites la classe des dolérites, et 20 métagabbros, 2 pyroxénolites, une dunite et une wehrlite la classe des roches vertes. La classe des quartzites a la composition chimique d'un grès quartzitique du plateau de Kita (MICHEL, 1973).

Tableau 9 – Composition chimique des classes lithologiques (en % d'oxydes)

Classes lithologiques	n	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
GRANITES	26	68,9	15,4	1,4	1,5	0	1,0	2,9	4,4	2,6	0,32	0,13	0,43
GRES	3	94,4	2,8	0,7	0	0,01	0,1	0,2	0,1	0,1	0,1	0	1,3
SCHISTES	10	64,1	15,0	3,0	2,6	0,08	2,7	0,8	2,7	2,7	0,8	0,13	3,34
QUARTZITES	1	97,1	0,2	2,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0
DOLERITES	38	51,1	15,1	2,9	8,4	0,17	5,4	9,2	2,2	1,0	1,4	0,22	1,9
R. VERTES	24	49,5	14,2	3,9	8,2	0,16	6,1	9,1	2,6	0,37	0,85	0,07	2,2

n : nombre d'échantillons

2. Composition chimique moyenne du substratum rocheux

Pour chaque bassin versant et pour le Fouta Djalon, la composition chimique de la roche moyenne est estimée à partir des compositions chimiques des roches et de leur répartition respective (tableau 10). L'examen des différents groupes lithologiques du soubassement géologique montre que les minéraux primaires qui prédominent dans près de 90 % des roches (granites, quartzites, grès et schistes) sont le quartz, les feldspaths et les micas.

Globalement, les roches constitutives des bassins versants du Sénégal, de la Gambie, de la Tominé et du Konkouré ont une composition chimique moyenne très voisine ; les différences notables concernent l'abondance de la silice et, en contrepartie, la pauvreté en alcalino-terreux du substratum des bassins côtiers guinéens. Le bassin versant amont du Niger se distingue largement des autres bassins par la richesse de son substratum en alcalins et alcalino-terreux. Enfin, au niveau des sous-bassins du fleuve Sénégal, les roches de la Falémé sont moins siliceuses mais plus alumineuses et, surtout, plus riches en alcalins et alcalino-terreux que celles du Bafing/Bakoye (tableau 10).

Tableau 10 – Composition chimique de la roche moyenne par bassin versant (en % d'oxydes)

Bassin versant	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅	H ₂ O
SENEGAL	86,0	5,0	2,0	1,4	0,03	1,0	1,5	0,82	0,53	0,29	0,05	0,92
FALEME	72,2	10,8	2,4	2,7	0,06	2,1	2,4	2,1	1,5	0,59	0,10	1,81
BAF/BAK	88,1	4,1	1,9	1,2	0,03	0,8	1,4	0,62	0,38	0,24	0,04	0,78
GAMBIE	80,5	6,2	2,4	2,7	0,06	1,8	2,9	0,87	0,51	0,49	0,08	1,04
TOMINE	88,3	4,5	1,0	1,2	0,03	0,84	1,5	0,39	0,23	0,28	0,03	1,38
KONKOURE	93,5	3,1	0,74	0,17	0,01	0,21	0,38	0,14	0,12	0,13	0	1,31
NIGER	66,7	15,2	1,9	2,1	0,03	1,7	2,7	3,9	2,5	0,48	0,13	1,27
MILO	68,1	15,4	1,5	1,8	0,01	1,2	3,0	4,2	2,6	0,38	0,13	0,65
TINKISSO	68,2	15,4	1,5	1,8	0,01	1,2	3,2	4,3	2,5	0,36	0,13	0,49
FOUTA	77,2	8,9	1,8	2,4	0,05	1,7	2,9	1,7	1,0	0,47	0,09	1,14

BAF/BAK : Bafing + Bakoye

III – HYDROGÉOLOGIE

Les régions où le soubassement géologique est constitué de roches éruptives et de roches métamorphiques ont longtemps été considérées comme peu propices à l'existence en quantité facilement exploitable d'eau souterraine. Ainsi selon ROCHETTE (1974), la capacité de rétention du bassin amont du Sénégal (et donc *a priori* des bassins amont de la Gambie et du Niger) est très faible, et toutes les formations géologiques doivent être considérées comme imperméables. Or, depuis quelques années, les progrès accomplis tant dans le domaine de l'hydrogéologie que dans des disciplines connexes (hydrologie de surface, géomorphologie, pédologie et géochimie) ont montré que, sous certaines conditions, ces formations peuvent contenir des ressources exploitables (BISCALDI, 1968 ; LELONG et LEMOINE, 1968 ; BLOT, 1970 ; WACKERMANN, 1975). De plus, le rôle important joué par ces nappes dans le modelé latéritique (MAIGNIEN, 1958 ; GEORGE, 1968 ; LEPRUN, 1979) justifie de leur porter quelque intérêt.

A – HYDROGÉOLOGIE DES ROCHES ÉRUPTIVES ET MÉTAMORPHIQUES

A l'état sain et massif, ces roches présentent une porosité nulle ou négligeable : SCHOELLER (1962) cite des valeurs de porosité inférieures à 1 % pour les schistes, ardoises, granites et roches éruptives profondes. Des exceptions existent et sont loin d'être négligeables. Cependant, en règle générale, l'emménagement d'eau n'y est possible que si les roches ont été soumises à des transformations postérieures à leur genèse, d'ordre météorique ou tectonique, y ayant développé une zone d'altération de plus ou moins grande porosité ou un réseau de fissures ou de fractures non colmatées (BISCALDI, 1968). En effet, sous l'action du climat tropical, caractérisé par des températures élevées et l'alternance d'une saison sèche et d'une saison humide, les roches éruptives et les roches métamorphiques subissent une altération météorique qui les transforme en un complexe plus ou moins hétérogène de sables et d'argiles, d'épaisseur variable au-dessus du socle sain. Ce sont ces altérites qui constituent des réservoirs d'eau potentiels et qui forment de bons aquifères si leur épaisseur atteint au moins une dizaine de mètres.

D'autre part, pour que ces nappes puissent se constituer et persister, il est nécessaire que la pluviométrie annuelle soit suffisante pour les recharger. Cette alimentation suppose que la hauteur des pluies excède la hauteur évapotranspirée en surface (interception par la végétation et évaporation au sol) et le déficit d'humidité du sous-sol dû à l'évaporation différée (prélèvements par les racines des végétaux, évaporation souterraine). En effet, toute lame de pluie qui s'infiltre est vite absorbée par les capillaires fins tant que ceux-ci ne sont pas rechargés : l'alimentation des nappes n'intervient qu'après la réhumectation des terrains qui

les recouvrent et cette réhumectation consomme beaucoup d'eau dans les régions tropicales à longues saisons sèches. Le seuil pluviométrique annuel à partir duquel l'infiltration alimente les nappes est variable selon les zones bioclimatiques. Il est minimum quand les pluies sont très concentrées dans le temps et que le sol est à la fois nu et perméable (zones arides à placages superficiels de sable). Il est maximum quand les pluies sont étalées et que le sol est recouvert d'une végétation grosse consommatrice d'eau (zone tropicale humide forestière) (DEGALLIER, 1965 ; LELONG, 1966). Ce seuil est difficile à définir de façon précise. En Afrique de l'Ouest, sa valeur est voisine de 400 mm dans la zone sahélienne autour du 14e parallèle (ARCHAMBAULT, 1960), puis semble augmenter progressivement vers le Sud en même temps que la fréquence des pluies : de l'ordre de 600 mm en pays de savanes (LELONG et LEMOINE, 1968).

Les débits ponctuels obtenus dans les nappes d'altération sont souvent très réduits : la capacité de production d'un puits moyen exploitant un à plusieurs mètres d'aquifère varie généralement entre 1 et 10 m³/jour. D'autre part, les altérations ne constituent pas une couverture régulière et aucune relation ne semble exister entre la topographie de surface et la topographie du substratum (BISCALDI, 1968 ; GEORGE, 1968).

B – LA PERMÉABILITÉ DES TERRAINS

L'existence de vides dans un matériau ne suffit pas à assurer sa qualité en tant qu'aquifère ; il faut aussi que les vides communiquent entre eux. Cette notion définit la perméabilité d'un terrain. Si la porosité des arènes et des argiles d'altération est élevée (30 à 45 %), leur perméabilité, du fait de la finesse des conduits, est souvent très faible, parfois même négligeable. Aux six classes lithologiques retenues, il correspond trois types de comportements hydrogéologiques d'après l'échelle de perméabilité établie sur les formations géologiques du bassin versant du Sénégal par SOW (1984). Les granites et les grès sont des roches à circulation de fissures ou à alternance de couches perméables et imperméables ; les roches vertes et schistes sont des roches susceptibles de renfermer des niveaux aquifères ; les dolérites et quartzites sont des roches totalement imperméables.

C – LES AQUIFÈRES ET LEUR QUALITÉ CHIMIQUE

Le caractère fondamental de la zone étudiée est donc l'absence de nappes généralisées. Il n'existe aucune nappe profonde ; les seules existantes sont celles de la zone d'altération, ne dépassant jamais 100 m de profondeur, de la couverture sédimentaire et des formations récentes (alluvions, éluvions et latérites). Ces aquifères sont discontinus et présentent une forte hétérogénéité verticale en fonction de la stratification des zones perméables, donnant naissance à des nappes semi-captives ou captives (BLOT, 1970 ; SOW, 1984 ; TRAORE, 1985). Cette zone d'étude est donc imperméable dans l'ensemble, mais entretient des nappes peu importantes et très localisées bien connues des populations locales. Enfin, malgré le déficit pluviométrique actuel de la région, TRAORE (1985) confirme que les nappes se rechargent annuellement.

La qualité chimique des eaux souterraines de cette région ouest-africaine a largement été étudiée (BLOT, 1970 ; WACKERMANN, 1975 ; TRAVI *et al.*, 1986). Les eaux du Birrimien constituant le bassin versant supérieur du Niger et le SE du Fouta Djallon sont le plus souvent bicarbonatées calciques et magnésiennes, légèrement acides et toujours diluées (< 350 µS/cm). Quelques sulfates peuvent provenir d'aquifères schisteux (AIEA, 1982). Dans le faciès roches vertes, les eaux sont plus minéralisées (2000 à 3000 µS/cm). Dans les aquifères gréseux du Précambrien supérieur et terminal, les eaux sont bicarbonatées calciques et magnésiennes ou sodiques avec des teneurs très faibles en chlorures (< 300 µS/cm). Les eaux du Protérozoïque terminal sont de nature et de qualité très variables selon les roches encaissantes constituant le réservoir (grès, argilites, dolérites, carbonates) ; la gamme des conductivités s'étend de 100 à 20 000 µS/cm, mais les valeurs les plus fréquentes oscillent autour d'une moyenne de 600 µS/cm. De type carbonaté calcique ou sodique dans les aquifères dilués, elles s'acheminent en se concentrant vers des faciès sulfatés sodiques selon leur état de saturation vis-à-vis de la calcite (TRAVI *et al.*, 1986). Signalons l'existence d'eaux franchement saumâtres,

hypersulfatées sodiques et présentant un fort déséquilibre chlorures-alcalins, ou encore certains aquifères avec des teneurs élevées en nitrates (jusqu'à 2,5 g/l). Enfin, dans le détail, il apparaît des différences sensibles dans la composition chimique des eaux provenant de gisements voisins du fait de la non-communication des nappes phréatiques (BLOT, 1970).

Les caractéristiques physico-chimiques des nappes du Sénégal oriental, en rive gauche de la Falémé, ont été présentées par WACKERMANN (1975) et BLOT (1970, 1980). Ils mettent en évidence les fortes minéralisations des eaux de nappes phréatiques dans un encaissant schisteux (0,5 g/l) et la dilution très importante des eaux souterraines dans les formations gréseuses (0,06 g/l). Les eaux du socle (granite et formations volcano-sédimentaires) s'inscrivent en position intermédiaire entre celles des schistes et des grès. Les bicarbonates sont toujours les anions dominants ; le calcium et le sodium sont les cations les plus représentés. Les teneurs en silice sont élevées, exception faite des nappes sur grès (GAC et ORANGE, 1990).

Globalement, on peut retenir que les eaux phréatiques des granites sont plus "acides", plus riches en potassium et en chlorures que les eaux d'aquifères "basiques" plus minéralisées et ayant des teneurs plus importantes en bicarbonates, magnésium et calcium.

IV – LA NATURE DES SOLS ET LE DOMAINE DES LATÉRITES

Le cadre pédologique est esquissé à partir des travaux de VAN ES et BARRETO (1962), CHAUVEL (1967), BARRETO (1974), FELLER et MERCKY (1976), GUPTA (1987) et des cartes de reconnaissance pédologique au 1/500 000e du Ministère de l'Agriculture de Guinée (1980-1981). Trois grandes familles de sols à complexe d'altération kaolinique se succèdent en bandes latitudinales du Sud au Nord : les sols ferralitiques dans le Fouta Djallon et ses contreforts septentrionaux, les sols ferrugineux tropicaux dans la partie centrale du haut-bassin du Sénégal et les sols sub-arides au Nord dans les régions quasi endoréiques (fig.15). A ces trois familles principales sont associés, en surimposition, des sols squelettiques, des sols minéraux bruts, des sols hydromorphes et des sols à complexe d'altération smectitique (vertisols et sols halomorphes), selon les conditions lithologiques et géomorphologiques (GAC et ORANGE, 1990).

BARRETO (1974) a souligné l'extrême complexité de la répartition des sols dans cette zone géographique et, surtout, les variations très importantes qui apparaissent de façon inattendue entre zones apparemment identiques. Toute extrapolation abusive à partir de secteurs reconnus doit être confirmée au fur et à mesure des travaux de prospection et de cartographie. Ce préambule donne à cette esquisse pédologique une portée restreinte. Elle n'a pas la prétention de fournir un panorama complet des sols de la région, et encore moins de dégager le rôle de ces sols dans la genèse des formes d'écoulement.

A – LE CADRE PÉDOLOGIQUE PRINCIPAL

1. Les sols ferralitiques

Ces sols sont caractéristiques des régions chaudes et humides de la zone intertropicale ; ils représentent la grande majorité des sols observés en Guinée. Ils sont profonds (de 3 m à plus de 10 m) et de couleurs vives (rouges, jaunes) ; leur horizon organique est peu épais ; l'horizon B est caractérisé par la présence abondante de kaolinite (et parfois de gibbsite, hématite et goéthite) ; l'horizon C est variable et dépend du type de roche-mère. Ce sont des sols où les silicates sont totalement hydrolysés. Les ions alcalins et alcalino-terreux ont été évacués. Le rapport $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ est inférieur à 2.

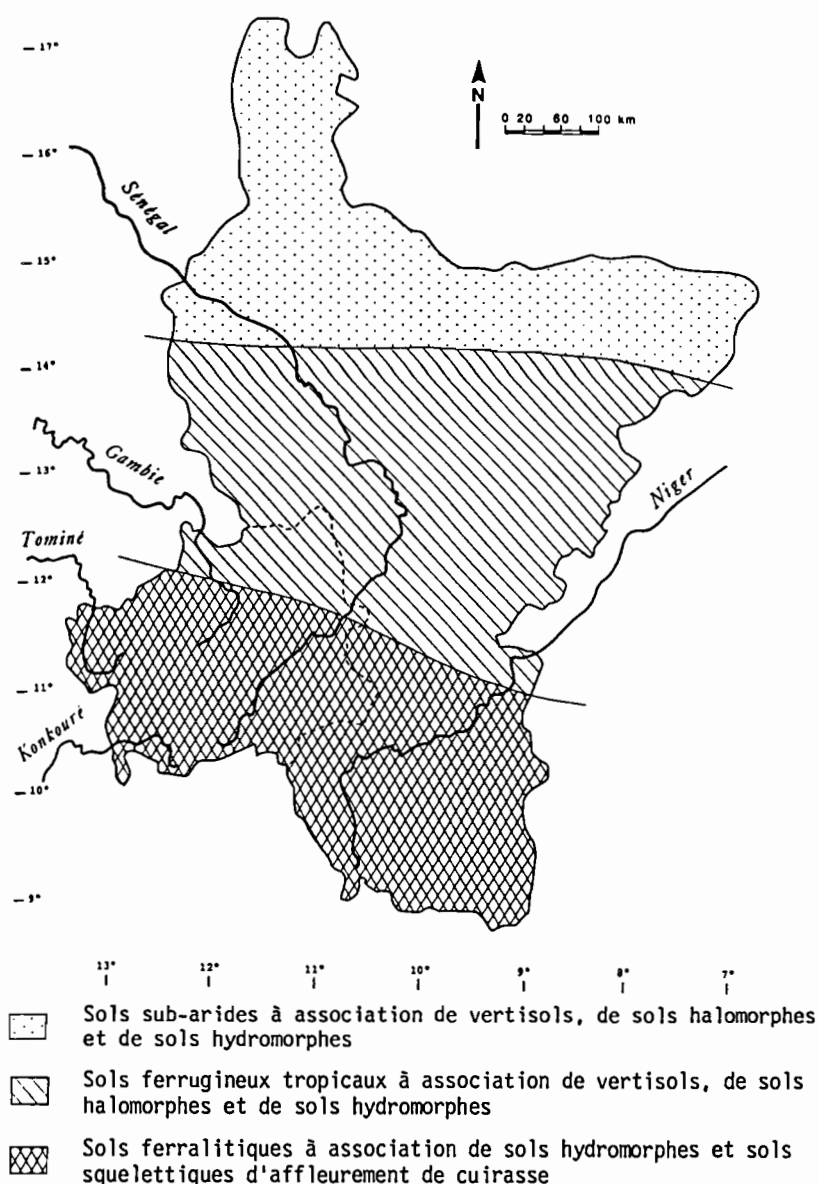


Fig.15 – Esquisse pédologique du Fouta Djallon, des bassins versants supérieurs du Sénégal et du Niger

2. Les sols ferrugineux tropicaux

Ce sont des sols qui se rencontrent au Nord et NE de la Guinée. Ils sont moins épais que les sols ferrallitiques (< 3 m), de couleur beige, et leur horizon de matière organique est toujours assez bien développé. Leur argile constitutive est encore la kaolinite. Ils sont plus ou moins lessivés et donc moyennement pourvus en bases. Enfin, ils sont très sensibles à l'érosion : les horizons meubles sont parfois entièrement décapés, laissant apparaître les niveaux indurés. Ils peuvent donc constituer des zones de ruissellement intense. Ce phénomène est accentué par leur mise en culture systématique : ils servent traditionnellement aux plantations de mil, sorgho, arachide, manioc.

3. Les sols sub-arides

Ce sont des sols associés aux paysages steppiques de la zone sahélienne. Ils tirent leurs caractéristiques des conditions climatiques sévères. L'aridité bloque l'évolution des faibles quantités de matière organique apportée par une très maigre végétation. D'autre part, la percolation limitée par le ruissellement, l'évaporation intense et la pluviosité insuffisante ne permettent qu'une altération très faible. Enfin, l'érosion empêche la différenciation de l'horizon superficiel.

B – LA LITHOLOGIE, LA TOPOGRAPHIE ET LA PÉDOGENÈSE

1. Les sols du complexe d'altération smectitique sur roches basiques

Les vertisols, totalement imperméables, se caractérisent par une fraction argileuse de minéraux gonflants du type montmorillonite, qui exige un milieu générateur basique. De ce fait, ils sont limités aux formations birrimiennes de roches vertes (Kédougou et flanc ouest du bassin versant de la Falémé). En association étroite avec eux, on trouve des sols halomorphes d'origine pétrographique. Ces sols sont particulièrement riches en sodium qui provient de l'altération des minéraux de la roche-mère en milieu basique.

2. Les sols hydromorphes dans les zones planes et les sols squelettiques sur cuirasse

Les sols hydromorphes sont des sols dont l'évolution est marquée par l'eau. Leur horizon superficiel est riche en matière organique et les sesquioxydes de fer y migrent avec facilité (MAIGNIEN, 1958). Les phénomènes de cuirassement y sont donc communs. On les trouve sur les surfaces mal drainées (plateaux et cuvettes de Tougué et Dabola) et dans les plaines alluviales (Bafing, Falémé, Gambie, Tinkisso).

Les sols squelettiques, caractérisés par un horizon superficiel de moins de 10 cm et reposant directement sur une roche saine ou cuirasse, se rencontrent indifféremment sur cuirasses, grès ou dolérite, dans tout le Fouta Djallon. Ils sont liés à la capacité de tous les sols de cette région d'être indurés. On les trouve le plus souvent associés aux plateaux cuirassés à pente douce (pente de 10 à 16 %) et le long des cours d'eau dans le Nord du Fouta Djallon.

C – LES HORIZONS CUIRASSÉS : LES LATÉRITES

Tous ces sols peuvent être recouverts d'une épaisse cuirasse ferrugineuse ou bauxitique. On rencontre ces cuirasses en toute position topographique, indifféremment de la lithologie. Elles forment souvent de vastes plateaux dénudés de toute végétation arbustive : le bowal. Ce sont des sols minéraux bruts ne manifestant pratiquement aucune évolution pédologique apparente (MAIGNIEN, 1958 ; LEPRUN, 1979). Leur apparition est liée à la disparition de la forêt ; il se produit alors une modification importante du bioclimat et la formation des complexants organiques suit le rythme des saisons. Les processus de kaolinisation ralentissent avec la dessiccation du milieu, alors que l'individualisation du fer reste toujours importante. Il en résulte un concrétionnement et un cuirassement généralisé des sols. En régions sèches, le manque d'humidité ralentit la libération des différents oxydes et le développement de la végétation ; les phénomènes de cuirassement y sont alors moins intenses.

V – CONCLUSION

Le Fouta Djallon est situé sur la bordure SW du craton ouest-africain où le socle, recouvert par les formations allochtones du Protérozoïque, n'apparaît qu'en deux fenêtres. Ces formations sédimentaires très anciennes ont été fortement plissées, métamorphisées et injectées de roches volcaniques et granitiques. Pendant le Cambrien, d'épaisses séries sédimentaires principalement gréseuses se sont déposées ; elles sont affectées par des plissements, métamorphisées à l'Ouest et traversées de venues doléritiques. Ces grès et ces dolérites forment les principaux reliefs.

Dans ces régions tropicales, l'altération profonde des roches du substratum, essentiellement constitué de grès, dolérites et granites, soumises à des climats contrastés chauds et humides pendant de longues périodes, a donné finalement naissance à un matériau très monotone sur le plan minéralogique. Il est constitué essentiellement de quartz résiduel, de kaolinite et de goethite. Secondairement, on peut y trouver également divers oxydes et hydroxydes, quelques minéraux lourds plus ou moins altérés et des traces d'illites ou de micas hydratés.

Deuxième partie

HYDROCLIMATOLOGIE

“... zone caractérisée par une saison suffisamment humide pour induire les hydrolyses nettes, mais aussi par une saison sèche suffisamment longue pour que les éléments libérés par hydrolyse ne soient pas tous entraînés hors des paysages.”

H. PAQUET (1970)

Après avoir décrit les aspects physiques du terrain d'étude, il s'agit, dans cette partie, d'établir le bilan global de l'eau. Travaillant sur une zone peu étudiée et sur une période récente, il a été nécessaire de collecter sur le terrain les données météorologiques et hydrologiques, et d'effectuer les traitements statistiques pour corriger les données brutes et établir des cartes régionales (ORANGE, 1990). Le bilan de l'eau est la quantification massive des différentes étapes du cycle de l'eau. Il existe un flux permanent d'eau à la surface de la terre, le réservoir ultime étant l'océan. A sa surface, l'eau s'évapore dans l'atmosphère et forme les nuages transportés par les vents. Dans les zones où se forment des courants ascendants, ces masses d'air humides se refroidissent, la vapeur se condense et l'eau, sous forme de pluie ou de neige, retourne directement à l'océan ou se répand sur les continents. L'eau s'écoule alors par gravité des régions hautes vers les régions basses. Une partie de cette eau ruisselle à la surface du sol, une autre partie s'infiltre, une troisième partie s'évapore et regagne l'atmosphère (TARDY, 1986). Dans un premier temps, afin d'appréhender au plus près la quantité d'eau disponible par bassin versant, le cadre climatique est décrit à travers précipitations et températures, ces deux paramètres imposant les modalités de l'hydrologie fluviale (PAGNEY, 1976). Il faut cependant souligner l'importance du facteur pluie qui, dans ces régions à contexte thermique unitaire, est l'élément essentiel de différenciation des climats (ARLERY *et al.*, 1973). Il joue donc un rôle décisif pour expliquer les modalités de l'écoulement fluvial étudié dans un second temps (FRÉCAUT et PAGNEY, 1982).



Chapitre III

DONNÉES CLIMATIQUES ET PARTICULARITÉ DES ANNÉES 1979–1987

I – LE MOUVEMENT DES MASSES D'AIR EN AFRIQUE OCCIDENTALE

La zone étudiée se situe en domaine tropical de l'hémisphère boréal caractérisé par l'alternance de deux grandes saisons annuelles : la saison des pluies en été et la saison sèche en hiver. Ce régime pluviométrique permet de caractériser l'année climatique. Il est assujéti aux interactions de deux types de circulation aérienne : l'harmattan, chaud et sec, en provenance de l'anticyclone saharien, et la mousson, chaude et humide, issue de l'Atlantique sud. L'interface de ces deux masses d'air est le Front InterTropical (FIT) ; sa trace au sol constitue l'équateur météorologique. Les déplacements du FIT sont déterminés, au cours de l'année, par les positions respectives des centres de hautes pressions. Ils évoluent en un mouvement de bascule entre deux extrêmes.

En hiver, l'anticyclone continental boréal centré sur le Sahara et l'anticyclone des Açores sont puissants : l'équateur météorologique se situe vers 4° de latitude Nord ; cette position méridionale extrême est généralement atteinte en décembre-janvier. L'anticyclone saharien dirige vers les basses latitudes tropicales un flux fort et régulier : l'harmattan souffle en permanence du NE. Il est localement perturbé par des discontinuités d'alizés maritimes engendrés par l'anticyclone des Açores. Les seules précipitations éventuelles durant cette période, le "heug", communément appelé "pluie des mangues", ont une origine extratropicale. En février, le FIT amorce sa migration vers le Nord ; il atteint le Sud du bassin de la Gambie en mars et franchit le 13e parallèle (limite septentrionale du Fouta Djallon) en mai-juin. Les premières pluies à caractère orageux sont alors provoquées par l'arrivée des lignes de grains.

En été, l'anticyclone subtropical de Sainte-Hélène se renforce : les masses d'air équatoriales, tièdes et humides, couvrent la quasi-totalité du bassin, provoquant les averses de la saison des pluies, appelée "hivernage". En août, le FIT atteint sa position la plus septentrionale, vers 20° de latitude Nord. L'ensemble de la région reçoit des pluies non orageuses à caractère continu : la mousson prédomine. A l'arrière du front, de puissants mouvements de convection font naître des cumulo-nimbus à grand développement vertical et des cumulus bourgeonnants qui donnent d'abondantes chutes de pluie. La mousson frappe alors de plein fouet les reliefs du Fouta Djallon. Dès le mois de septembre, le mouvement de translation du FIT 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.

II – L'INFORMATION DISPONIBLE ET LES RÉSEAUX MÉTÉOROLOGIQUES

Pour les informations climatiques d'ordre générale, citons FRÉCAUT (1974), PAGNEY (1976), FRÉCAUT et PAGNEY (1982) et LEROUX (1980). En ce qui concerne plus précisément la zone étudiée, de nombreux emprunts sont faits aux thèses de SOW (1984), LO (1984) et BALLO (1984). Ces trois auteurs de l'université de géographie de Nancy ont homogénéisé et valorisé les données hydroclimatiques, de l'origine des observations à 1980, sur, respectivement, les bassins versants amont du Sénégal, de la Gambie et du Niger. Les travaux de MICHEL (1973), ROCHETTE (1974) et BRUNET-MORET *et al.* (1986) ont également été consultés.

L'acquisition des données sur le terrain a été motivée par deux aspects. Premièrement, il s'agissait d'établir une couverture sensiblement uniforme et représentative d'informations météorologiques pour pouvoir déterminer au plus près la lame d'eau écoulée par bassin versant pendant la période étudiée. Deuxièmement, il s'agissait de connaître plus précisément la pluviosité de certaines stations références (Bakel, Kédougou, Dabola, Kankan et Siguiri). La difficulté de cette démarche réside dans la nécessité d'avoir des informations portant sur une période récente (de 1979 à 1987). De plus, la complexité des recherches est accrue par le fait que la zone d'étude se partage entre quatre états, d'où quatre réseaux d'observations. Les données ponctuelles récentes ont été acquises, d'une part auprès de l'ASECNA (dont la direction pour l'Afrique de l'Ouest se trouve à Dakar), de l'ORSTOM, de la Direction de l'Hydraulique du Sénégal, du Service National de la Météorologie de Guinée, et d'autre part directement sur le terrain. Afin de combler quelques lacunes, des données concernant la Guinée publiées par la FAO ont également été utilisées.

III – LA PLUVIOSITÉ ET SA VARIABILITÉ

La longue série de 1951-1980 a l'avantage d'englober deux séquences sèches et deux séquences humides. Sa moyenne interannuelle est donc représentative de la pluviosité de la région.

A – UNE GRANDE DIVERSITÉ DE CLIMATS

Située entre les régions tropicales humides et les confins du Sahara (de 9° à 17°30'N), la zone étudiée présente une grande diversité de climats. De tous les facteurs qui prévalent à la définition des domaines climatiques, la pluviosité et la température ont été choisies conformément à l'optique exposée en introduction de ce chapitre. Cette démarche correspond à celle adoptée par LEROUX (1980). Depuis les reliefs du Fouta Djallon jusqu'aux plaines sableuses mauritaniennes, quatre domaines climatiques se disposent en bandes parallèles d'orientation sensiblement E-W. Caractérisés par la pluviosité annuelle (P), la température moyenne annuelle (T), le taux annuel d'humidité relative (HR) et la longueur de la saison des pluies, ce sont du Sud au Nord :

- le domaine guinéen : $P > 1500$ mm/an, $T = 22-24^{\circ}\text{C}$, $HR > 50\%$ et la saison des pluies dure huit mois (d'avril à novembre). Ce domaine est parfois désigné sous l'appellation de climat "foutanien" pour faire allusion à l'obstacle vigoureux du massif du Fouta Djallon qui s'oppose à la progression de la mousson et provoque des pluies abondantes (OLIVRY, 1983) ;
- le domaine sud-soudanien : $P > 1000$ mm/an, $T > 27^{\circ}\text{C}$, $HR > 50\%$ et la saison des pluies dure six à huit mois ;
- le domaine nord-soudanien : $P < 1000$ mm/an, $T > 27^{\circ}\text{C}$, $HR < 50\%$ et la saison des pluies dure quatre à six mois ;
- le domaine sahélien : $P < 500$ mm/an, $T > 30^{\circ}\text{C}$, $HR < 40\%$ et la saison des pluies dure deux à trois mois (de juillet à septembre).

Les domaines ainsi définis sont délimités géographiquement à partir de la carte des isohyètes établie sur la période 1951-1980 (fig.16). Le domaine guinéen englobe la quasi-totalité du Fouta Djallon et du bassin amont du Niger ; c'est dans ce domaine que prennent leur source les fleuves majeurs de cette région ouest-africaine. Le domaine sud-soudanien couvre les contreforts septentrionaux du Fouta Djallon et le plateau Mandingue. Cette zone s'élargit vers l'Est : elle passe de 100 km de large à l'Ouest à 200 km à l'Est. Ensuite, le domaine nord-soudanien s'étend de Kita à Bakel selon une bande E-W de 250 km de large. Enfin, au Nord de Bakel s'étend le domaine sahélien qui est de plus en plus saharien depuis une quinzaine d'année : ses apports en eau sont négligeables.

B – LA DYNAMIQUE DES PRÉCIPITATIONS (PÉRIODE 1951-1980)

La zone étudiée est encadrée par les isohyètes 2300 mm, au Sud, et 300 mm, au Nord (fig.16). A la limite septentrionale du Fouta Djallon, les isohyètes ont une orientation SW-NE et se redressent progressivement vers le Nord. On passe rapidement de 2300 mm/an à Téliélé, sur le contrefort occidental, à 1700 mm/an à Labé, au centre du massif. Ensuite, la décroissance est plus lente jusqu'à 1300 mm/an. Dans cette zone, la pluviosité est surtout liée à l'altitude (Sow, 1984). Sur le bassin versant amont du Niger, les isohyètes sont sensiblement orientées E-W et sont régulièrement espacées. L'effet d'altitude ne se fait ressentir que vers Kissidougou, à l'extrême Sud du bassin, où l'on passe de 2000 mm/an à 2600 mm/an à Macenta sur une distance de 100 km seulement et pour une augmentation d'altitude de 200 m. La décroissance vers le Nord est régulière de 1500 mm/an à 1000 mm/an, surtout à l'Ouest, le tracé étant plus tourmenté à l'Est, vers Kédougou. Au-dessous de 1000 mm/an, le tracé est nettement d'axe E-W et la décroissance régulière ; dans cette zone, la pluviosité est principalement expliquée par la latitude (Sow, 1984).

C – LA PLUVIOSITÉ ANNUELLE

Six stations représentatives des quatre domaines climatiques ont servi à l'étude de la variabilité de la pluviosité : *Bakel*, exutoire du bassin du Sénégal et à la limite des domaines sahélien et nord-soudanien, *Kédougou*, exutoire du bassin de la Gambie sur les contreforts septentrionaux du Fouta Djallon en domaine sud-soudanien, *Labé*, au centre du Fouta Djallon en domaine guinéen, *Dabola*, à l'Est du Fouta Djallon,

également en domaine guinéen, *Kankan* et *Siguiri*, deux stations du bassin du Niger respectivement en domaine guinéen et en domaine sud-soudanien. Les trois stations de Bakel, Kédougou et Labé se situent à la même longitude et sont à des altitudes croissantes du Nord au Sud, la différence d'altitude entre les deux extrêmes étant de 1000 m. Leur étude concomitante permet donc de faire une radiographie de l'évolution N-S de la pluviosité. L'intérêt des trois autres stations, situées à des altitudes voisines, est de comparer le bassin du Niger par rapport aux bassins du Sénégal et de la Gambie auxquels les trois stations premièrement citées appartiennent.

1. La pluviosité annuelle et son irrégularité temporelle

Le tableau 11 donne la pluviosité annuelle des six stations choisies depuis 1951 ainsi que l'écart pluviométrique annuel, δP , calculé de la façon suivante :

$$\delta P = \frac{P - \bar{P}}{\bar{P}}$$

où P est la pluviosité de l'année considérée et $\bar{P}$ la moyenne pluviométrique interannuelle de la période 1951-1980.

Quelle que soit la station considérée, la courbe d'évolution interannuelle de la pluie est une courbe en dents-de-scie sans cyclicité apparente (fig.17). Cette irrégularité interannuelle est caractérisée par l'écart pluviométrique annuel δP ; si on fait la somme des valeurs absolues de δP (soit $\sum ||\delta P||$), les six stations se classent dans l'ordre croissant suivant : la station la plus stable est Siguiri, puis on trouve Kankan, Labé et Kédougou, Dabola, et enfin la plus irrégulière est Bakel. A l'exception de Siguiri, on retrouve là l'évolution S-N de la pluviosité, caractéristique de la région. Ainsi, à une station donnée, l'irrégularité interannuelle s'accroît lorsque la pluviosité diminue, c'est-à-dire lorsqu'on passe du régime guinéen au régime soudanien puis sahélien (ROCHETTE, 1974 ; SOW, 1984 ; BRUNET-MORET *et al.*, 1986).

2. La pluviosité annuelle et son irrégularité spatiale

A l'échelle d'une année, l'irrégularité existe également au niveau spatial (fig.17). Il n'apparaît pas de correspondance directe d'une station à l'autre, même si, sur une décennie au moins, la répartition de la pluviosité reste homogène à l'intérieur d'un domaine climatique. Pour illustrer cette irrégularité spatiale, considérons le cas des deux stations de Labé et Kédougou. A Labé, la hauteur moyenne annuelle pour la période 1951-1980 s'élève à 1661 mm ; à Kédougou, elle est de 1285 mm pour la même période. L'écart annuel moyen entre les deux stations est donc de l'ordre de 400 mm. Cependant, dans le détail, la répartition annuelle des pluies présente une très grande hétérogénéité. Certaines années (1927, 1939, 1954, 1978), les précipitations ont été plus abondantes à Kédougou qu'à Labé. Cette grande hétérogénéité transparaît aussi dans la comparaison des 10 années à plus faible ou à plus forte pluviosité (GAC *et al.*, 1987 a).

La figure 18 permet de visualiser l'irrégularité de l'évolution spatio-temporelle du facteur pluie. Cette figure, établie à partir des écarts à la moyenne δP , montre qu'une année excédentaire peut se trouver au milieu de plusieurs années déficitaires ; que le maximum maximum peut se trouver au sein d'années déficitaires ; que le minimum minimum intervient toujours dans une période déficitaire ; et qu'aucune station depuis le début des observations jusqu'en 1970 n'a connu une seule année ayant le même caractère partout (excédentaire, normale ou déficitaire). Enfin, il apparaît clairement que la période 1970-1986 est la seule période, depuis le début du siècle, à être déficiente sur l'ensemble de la zone étudiée.

3. Les séquences humides et les séquences sèches

Ces divergences ponctuelles d'une station à l'autre et d'une année sur l'autre amènent à analyser la variabilité de la pluviosité en terme de période et non d'année. Ce travail a été fait par SOW (1984). A partir de l'analyse du facteur pluie uniquement, il retrouve les trois grandes périodes de sécheresse de l'Afrique

Tableau 11 – Pluviosité annuelle (P en mm) et écart à la moyenne (δP en %) à Bakel, Kédougou, Labé, Dabola, Siguiri et Kankan

Stations Climat Altitude P(1951–1980)	BAKEL sahélien 25 m 499	KEDOUGOU S-soudanien 122 m 1285	LABE guinéen 1025 m 1661	DABOLA guinéen 438 m 1626	SIGUIRI S-soudanien 362 m 1330	KANKAN guinéen 377 m 1685
1951	—	1527 +19	2076 +25	1971 +21	1311 – 1	1505 –11
1952	—	(1231) – 4	1462 –12	1643 + 1	1061 –20	1530 – 9
1953	—	1196 – 7	1472 –11	1935 +19	1475 +11	1770 + 5
1954	—	2160 +68	1785 + 7	1669 + 3	1460 +10	1911 +13
1955	—	1257 – 2	1932 +16	1783 +10	1120 –16	1870 +11
1956	—	1060 –18	1764 + 6	1655 + 2	1341 + 1	1392 –17
1957	—	1553 +21	1902 +15	1864 +15	1445 + 9	1960 +16
1958	—	(1090) –15	2159 +30	1233 –24	1417 + 7	1486 –12
1959	—	(1250) – 3	1771 + 7	1503 – 8	1125 –15	1838 + 9
1960	—	(1200) – 7	1484 –11	1678 + 3	1240 – 7	1807 + 7
1961	—	(1390) + 8	1746 + 5	1463 –10	1034 –22	1372 –19
1962	—	1444 +12	2090 +26	1763 + 8	1415 + 6	1876 +11
1963	—	1375 + 7	1491 –10	1484 – 9	1305 – 2	1404 –17
1964	—	1362 + 6	1911 +15	1437 –12	1606 +21	1698 + 1
A 1965	—	1372 + 7	1533 – 8	1411 –13	1615 +21	1485 –12
N 1966	—	1454 +13	1606 – 3	1614 – 1	1442 + 8	1475 –12
N 1967	—	1125 –12	2118 +28	1718 + 6	1368 + 3	1936 +15
E 1968	484 – 3	1147 –11	1579 – 5	1313 –19	1258 – 5	1727 + 2
E 1969	575 +15	1336 + 4	1792 + 8	1737 + 7	1397 + 5	1873 +11
S 1970	457 – 8	1088 –15	1345 –19	1214 –25	1178 –11	1349 –20
1971	540 + 8	1180 – 8	1476 –11	1578 – 3	1147 –14	1490 –12
1972	394 –21	972 –24	1770 + 7	1369 –16	1219 – 8	1318 –22
1973	396 –21	1211 – 6	1487 –10	1393 –14	—	1545 – 8
1974	681 +36	1297 + 1	1537 – 7	1382 –15	1379 + 4	1862 +11
1975	667 +34	1272 – 1	1443 –13	1482 – 9	1441 + 8	1517 –10
1976	320 –36	1121 –13	1488 –10	1379 –15	—	1398 –17
1977	391 –22	1110 –14	1332 –20	1039 –36	—	1293 –23
1978	562 +13	1595 +24	1405 –15	1229 –24	—	1611 – 4
1979	410 –18	959 –25	1365 –18	1205 –26	(1208) – 9	1799 + 7
1980	410 –18	1115 –13	1487 –10	1306 –20	1261 – 5	1338 –21
1981	535 + 7	1295 + 1	1592 – 4	1148 –29	(1170) –12	(1534) – 9
1982	573 +15	957 –26	1550 – 7	(1236) –24	1186 –11	(1435) –15
1983	403 –19	883 –31	1522 – 8	(1168) –28	997 –25	(1460) –13
1984	251 –50	1224 – 5	1227 –26	1055 –35	1062 –20	(1278) –24
1985	532 + 7	1273 – 1	1434 –14	1132 –30	1209 – 9	(1521) –10
1986	469 – 6	1178 – 8	1342 –19	(1056) –35	(1141) –14	(1390) –18

Les valeurs entre parenthèses sont estimées

intertropicale définies par SIRCOULON (1976) à partir de l'analyse concomitante des facteurs pluie et débit des fleuves, à savoir : la sécheresse des années "1913" (1907–1914), la sécheresse des années "1940" (1941–1945) et la sécheresse des années "1972" (1968–?). Cette délimitation est analogue à celle définie par FAURE et GAC (1981) et GAC et FAURE (1987) dans le bassin du Sénégal à partir de moyennes mobiles sur 5 ans effectuées sur les débits du fleuve Sénégal à Bakel : deux périodes humides allant de 1920 à 1939 et de 1952 à 1968, et deux périodes arides de 1939 à 1952 et depuis 1970.

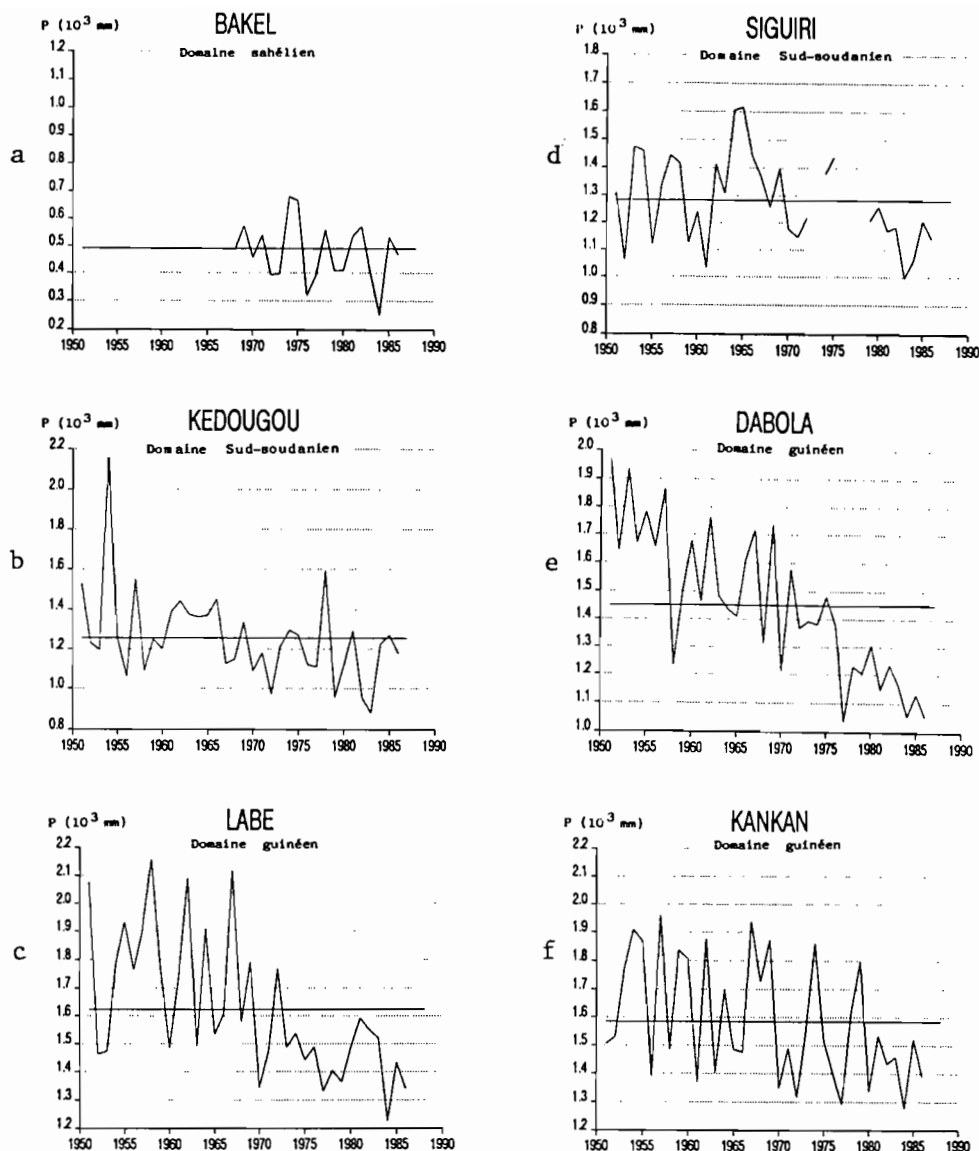


Fig.17 – Evolution interannuelle de la pluviosité de 1951 à 1986. a, b, c : section N-S ; d, e, f : bassin supérieur du Niger

D – LA PÉRIODE 1979-1986

1. La carte des isohyètes

La forme des isohyètes de la période 1979-86 (fig.19) n'est pas fondamentalement différente de celle de la période 1951-1980. Seule change la pluviosité : la zone étudiée est maintenant encadrée par les isohyètes 200 mm/an et 1900 mm/an, au lieu de 300 mm/an et 2300 mm/an. L'isohyète 500 mm/an est descendue vers le Sud de 40 km à l'Ouest et de 100 km à l'Est, celle de 1000 mm/an de 40 km à l'Ouest et de 120 km à l'Est, enfin celle de 1500 mm/an a pris la place de l'isohyète 2000 mm/an dans le Fouta et de l'isohyète 1700 mm/an dans le bassin du Niger, soit respectivement une descente de 180 km vers le S-W et de 100 km vers le Sud.

Cette brève description souligne que le caractère déficitaire de la période 1979-1986 augmente de l'Ouest vers l'Est, mis à part le Fouta Djallon où le déficit est le plus marqué.

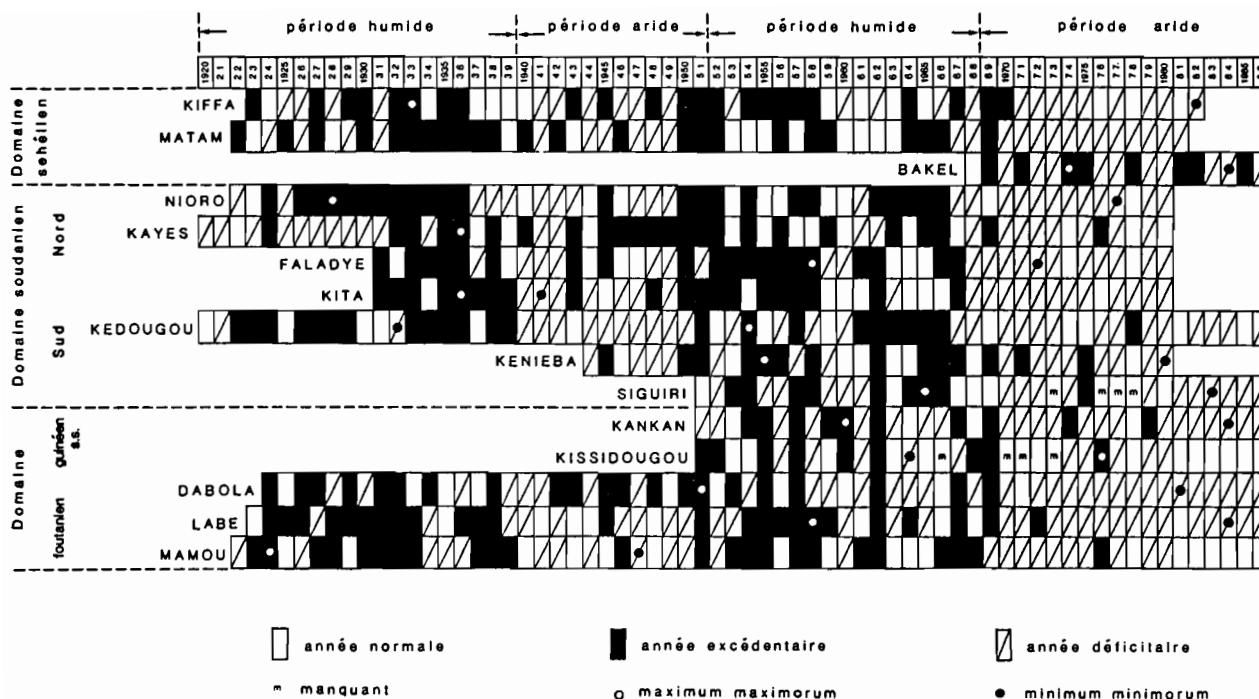


Fig.18 – Caractéristiques de la pluviosité de quelques stations des bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger depuis l'origine des observations

2. La période 1979–1986 dans la sécheresse des années “70”

Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle apparaît nettement en comparant les mesures récentes à celles de la série complète des observations (fig.17). A l'exception de l'année 1981 à Kédougou et des années 1981, 1982 et 1985 à Bakel, le déficit pluviométrique est de règle depuis 1979 (fig.18). Le taux de péjoration pluviométrique $\delta(P_3/P_1)$ de la période 1979–1986 (P_3) par rapport à la période 1951–1980 (P_1) montre que toutes les stations références sont déficitaires : ce déficit varie de 7 % à Kissidougou et Faranah (bassin du Niger) jusqu'à 30 % à Pita, Dabola et Dalaba (Fouta Djallon). Ces deux extrêmes se situent dans le domaine guinéen où l'on peut distinguer deux comportements climatiques différents :

- le sous-régime guinéen s.s. correspond au bassin amont du Niger ; l'effet d'altitude y est négligeable et la péjoration pluviométrique y est la moins prononcée, seulement 12 % ;
- le sous-régime foutanien correspond au massif du Fouta Djallon ; le déficit pluviométrique y est très marqué, de l'ordre de 21 %.

Dans le domaine soudanien (Sud et Nord), le taux calculé est relativement homogène ; le déficit semble s'accroître du Sud au Nord, de 18 à 22 %. Le taux mesuré à Bakel n'a pas été retenu pour le domaine sahélien à cause de la trop courte période enregistrée.

Enfin, pour situer la période 1979–1986 dans la sécheresse des années “70”, le taux de péjoration pluviométrique $\delta(P_3/P_2)$ de la période 1979–1986 (P_3) par rapport à la période 1970–1986 (P_2) a également été calculé. A l'exception de la station de Pita (sur le versant ouest du Fouta Djallon), la période 1979–1986 a partout un caractère d'aridité légèrement plus marqué que la période 1970–1986. La plus grande hétérogénéité se situe dans le Fouta Djallon où le taux de péjoration varie de –3 % à +8 %. Dans les autres domaines climatiques ou sous-régime, le déficit croît du Sud au Nord, de 3 % en sous-régime guinéen s.s. à 5 % en domaine sud-soudanien et 8 % en domaine nord-soudanien.

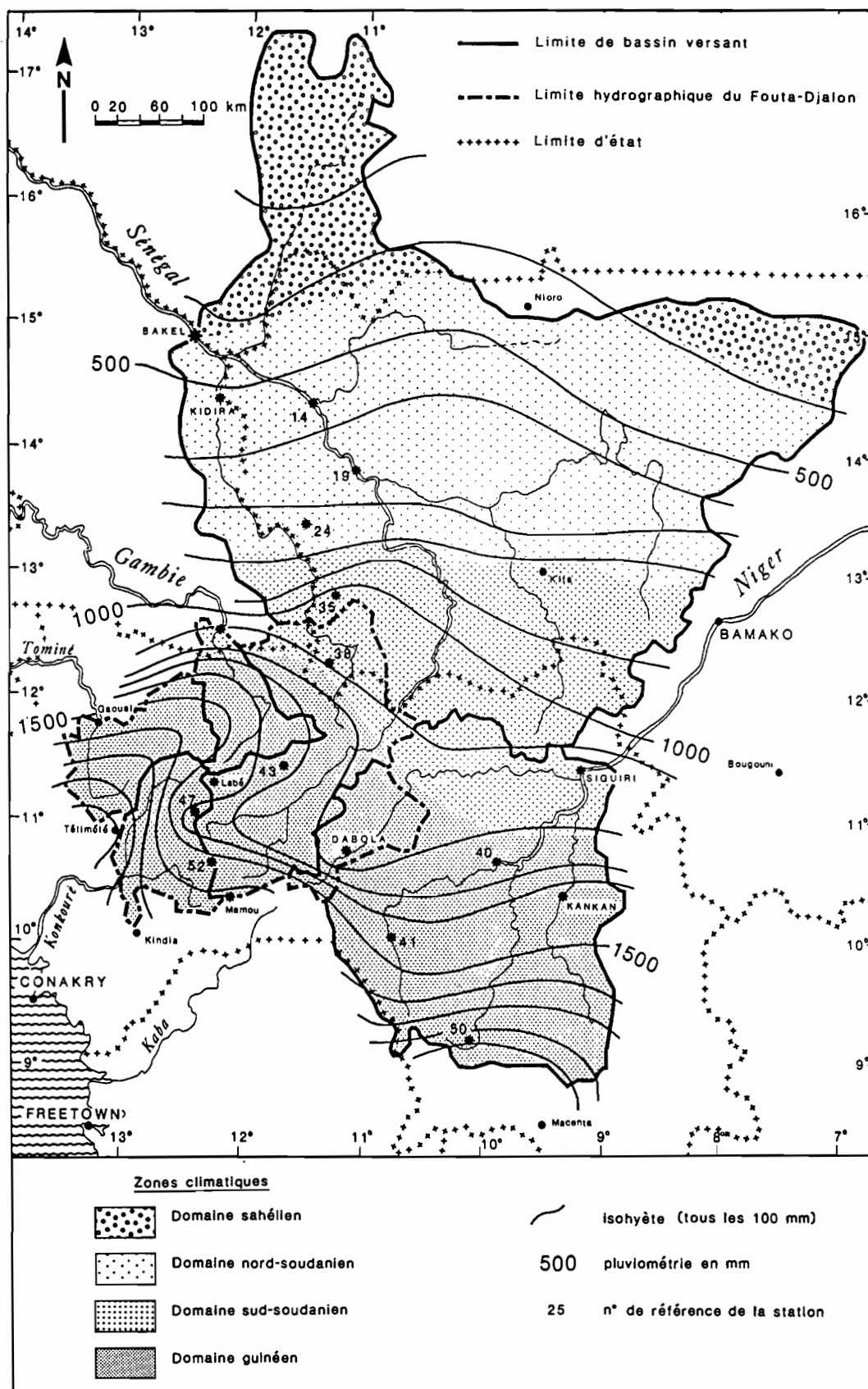


Fig.19 – Isohyètes interannuelles du Fouta Djallon et des bassins supérieurs du Sénégal et du Niger pour la période 1979-1986

E – LES RÉGIMES PLUVIOMÉTRIQUES SAISONNIERS ET LEUR VARIABILITÉ

1. Une répartition saisonnière invariable

La répartition mensuelle de la pluviosité est caractérisée par l'alternance d'une saison pluvieuse et d'une saison sèche, seule la durée des saisons changeant d'un domaine climatique à l'autre. Les moyennes pluviométriques mensuelles calculées, d'une part sur la période 1951–1980, et d'autre part sur la période 1979–1986, montrent que la période récente conserve la même répartition saisonnière des pluies malgré son caractère pluviométrique déficitaire (fig.20).

Le tableau 12 donne les moyennes pluviométriques mensuelles de toutes les stations références. Le maximum pluviométrique mensuel se situe partout en août, à l'exception de Faranah et Labé où ce mois représente tout de même, respectivement, 17 % et 22 % de la pluie annuelle. Par domaine climatique, le mois d'août concentre environ 40 % des précipitations annuelles en domaine sahélien, 31 % en domaine nord-soudanien, 29 % en domaine sud-soudanien et 22 % en domaine guinéen. Enfin, retenons que l'ensemble de la zone étudiée est essentiellement arrosé de juin à octobre, période durant laquelle il reçoit de 73 % (à Kissidougou) à 99 % (à Bakel) des précipitations annuelles ; on note encore ici le gradient N-S d'abondance des pluies.

Tableau 12 – Moyennes pluviométriques mensuelles des stations références pour la période 1979–1986

réf.	Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	P(an)
6	Bakel	0	2	0	0	3	33	117	<u>177</u>	98	17	0	1	448
13	Kidira	0	0	0	0	10	53	155	<u>156</u>	117	14	0	0	505
14	Kayes	0	0	0	0	7	86	161	<u>168</u>	118	34	0	0	574
19	Galougo	0	0	0	0	17	88	183	<u>200</u>	127	39	2	1	657
24	Gourbassi	0	0	2	0	25	116	173	<u>225</u>	139	29	2	0	711
34	Kédougou	0	0	0	5	71	176	254	<u>295</u>	233	74	2	0	1110
35	Kéniéba	0	0	1	4	43	194	223	<u>317</u>	176	60	4	0	1022
37	Siguiri	0	0	6	36	92	172	254	<u>317</u>	198	69	8	0	1154
38	Faléa	0	0	0	3	66	165	255	<u>334</u>	203	59	14	0	1099
40	Kouroussa	0	0	5	45	117	171	231	<u>301</u>	251	118	0	0	1239
41	Faranah	1	4	26	77	158	246	<u>293</u>	<u>257</u>	230	128	55	0	1475
42	Dabola	0	0	20	38	102	172	232	<u>254</u>	196	114	34	0	1163
43	Tougoué	0	1	6	36	102	205	312	<u>329</u>	235	119	6	0	1351
44	Labé	1	7	15	42	148	202	<u>330</u>	<u>319</u>	243	113	20	0	1440
45	Kankan	5	0	32	47	142	206	267	<u>336</u>	286	124	24	0	1469
47	Pita	0	1	10	47	155	205	275	<u>350</u>	226	86	30	4	1389
49	Mamou	1	5	30	61	141	197	315	<u>420</u>	274	168	54	0	1666
50	Kissidougou	12	28	22	113	207	258	282	<u>312</u>	280	260	108	18	1900
52	Dalaba	0	4	29	57	153	199	305	<u>357</u>	250	134	36	1	1526

Enfin, malgré la répartition saisonnière invariable quelle que soit l'année considérée, il faut noter que la variabilité saisonnière interannuelle, en un point donné, peut être très importante. Elle est plus importante pour les mois de saison sèche ; cependant on ne note pas de relation satisfaisante entre le bilan d'une année et la distribution des pluies au fil des mois (Sow, 1984 ; GAC *et al.*, 1987 a ; ORANGE, 1990).

2. La variabilité saisonnière spatiale

Pour caractériser la variabilité saisonnière spatiale de la pluie, 4 blocs-diagrammes ont été réalisés à partir de la pluviométrie mensuelle de la période 1951–1980 (fig.21). Le gradient N-S d'abondance pluviométrique,

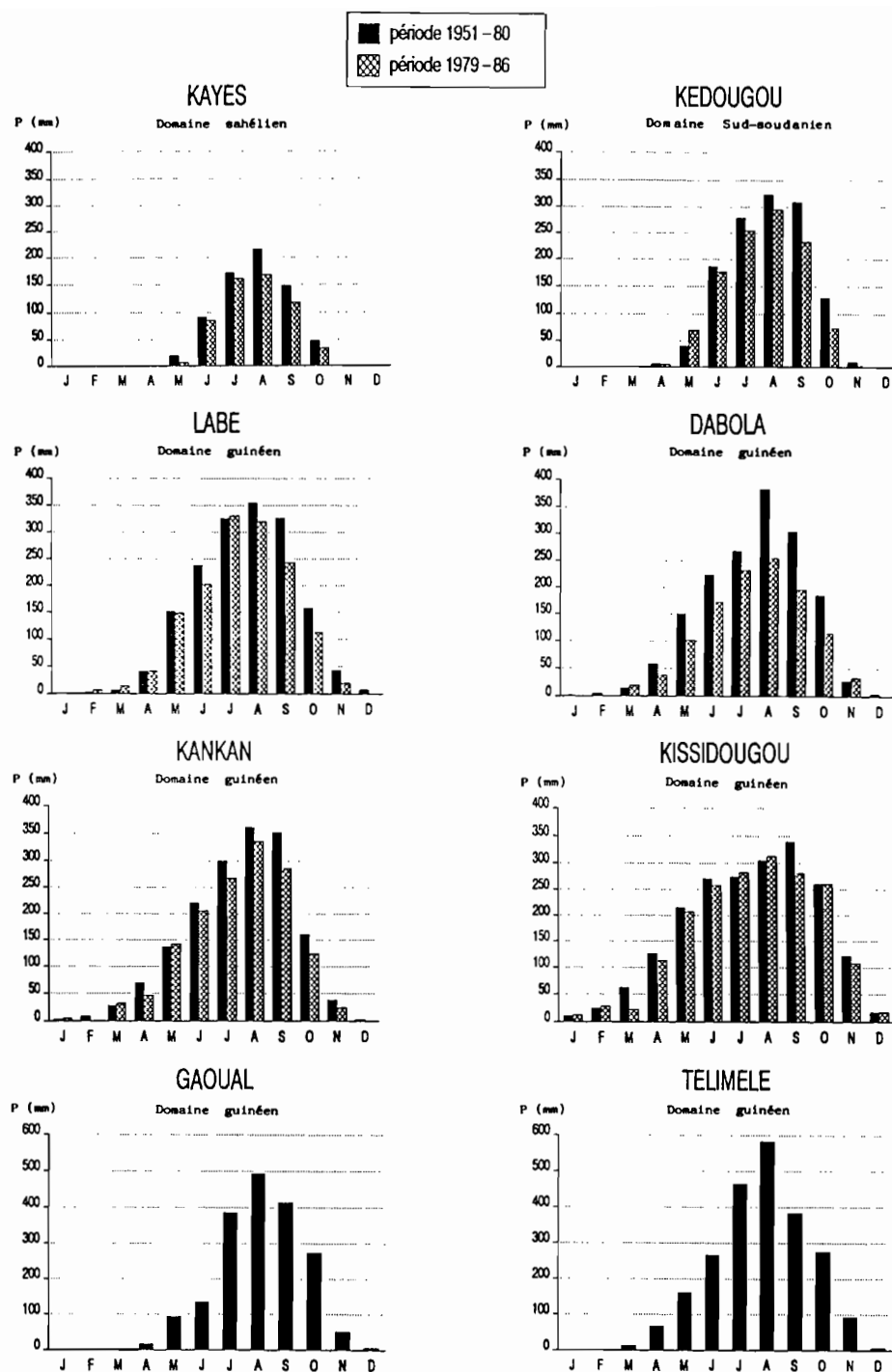


Fig.20 – Evolution mensuelle de la pluviosité de quelques stations des bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger pour les périodes 1951-1980 et 1979-1986

déjà noté à l'échelle annuelle, existe à l'échelle mensuelle (fig.21 a) ; ce gradient N-S tend à disparaître en domaine guinéen (fig.21 b). D'autre part, la saison sèche est plus marquée à l'Ouest qu'à l'Est (fig.21 c et d). On voit encore ici une opposition entre le Fouta Djallon et le bassin supérieur du Niger, c'est-à-dire entre le sous-régime foutanien et le sous-régime guinéen s.s.

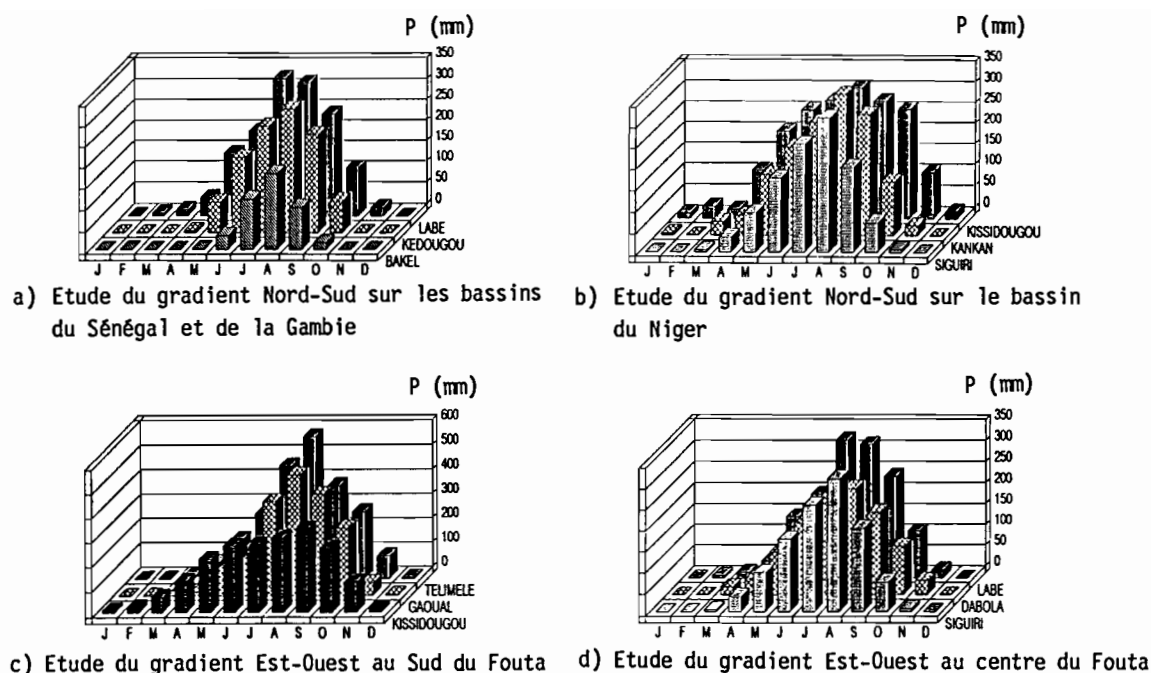


Fig.21 – Variabilité mensuelle spatiale de la pluviosité

F – LES PRÉCIPITATIONS JOURNALIÈRES

1. L'agressivité des pluies

Pour mieux réaliser l'impact du facteur pluie sur la dynamique du paysage, il est important de connaître la forme et la fréquence des événements pluvieux. En utilisant un simulateur de pluie, ROOSE (1977), ALBERGEL *et al.* (1985) et COLLINET (1988) ont montré que le premier facteur explicatif du ruissellement, et donc de l'érosion, était l'agressivité climatique, qui est liée à l'intensité et à la durée de la pluie, à la taille, à la vitesse de chute et à la distribution des gouttes. Pour l'ensemble de la zone intertropicale sèche ouest-africaine, l'intensité moyenne est de 4 mm/h (CHARREAU et NICOU, 1971), mais en fait ces auteurs considèrent plutôt la médiane qui est de 27 mm/h (le record est de 740 mm/h, soit 37 mm d'eau en 3 mn le 12-07-61 à Séfa au Sénégal). Or le caractère érosif des pluies existe à partir d'une intensité de 25 mm/h pour CHARREAU et SEGUY (1969) et de 30 mm/h pour ROOSE (1977). Un caractère agressif marqué caractérise donc la majorité des événements pluvieux. De plus, ces intensités sont souvent supérieures à la capacité d'infiltration du sol, d'où un fort ruissellement (LELONG et LEMOINE, 1968 ; CHARREAU et NICOU, 1971). Ainsi, les climats de la zone tropicale ouest-africaine comptent parmi les plus agressifs du globe, plus particulièrement au Sénégal où l'indice d'agressivité de la pluie de WISCHMEIER y est l'un des plus forts observés dans le monde. Enfin, il faut ajouter que l'agressivité des pluies ne s'est pas abaissée pendant la période récente de sécheresse ; la dégradation de la pluviosité annuelle n'a pas affecté les valeurs extrêmes journalières (ALBERGEL, 1986 ; MIETTON, 1988).

2. La forme des averses

Au Nord de l'isohyète 1000 mm (en domaines nord-soudanien et sahélien), la quasi-totalité des averses sont des tornades. Par contre, au Sud de cette ligne (en domaines sud-soudanien et guinéen), seules les averses du début de saison des pluies sont des tornades ; les pluies de mousson leur succèdent rapidement (BRUNET-MORET, 1968). Les tornades ont, après une période préliminaire de courte durée et d'intensité moyenne (10 à 30 mm/h), un corps de forte intensité moyenne (40 à 100 mm/h) sur une durée courte (10

à 30 minutes). Ce corps comporte généralement une phase paroxysmale de 5 minutes d'intensité, de l'ordre de 150-200 mm/h. Le corps de l'averse est souvent suivi d'une traîne à faible intensité, décroissant de 20 à 1 mm/h, qui dure entre 1/2 heure à 2 heures. Chaque fois que le sol n'est pas trop perméable, les fortes intensités du corps de l'averse entraînent un ruissellement important, et cela d'autant plus que les averses ne sont pas trop éloignées les unes des autres ; c'est le cas en juillet-août-septembre. Il faut noter également que chaque tornade concerne une superficie limitée. Par contre, les pluies de mousson couvrent des superficies beaucoup plus vastes. Ce sont des averses à caractère continu, qui durent plusieurs heures, avec des intensités moyennes modérées, et qui comportent plusieurs pointes d'intensité comprises entre 50 et 80 mm/h.

3. Le nombre de jours de précipitations dans l'année

En zone tropicale sèche ouest-africaine, il existe une corrélation linéaire entre la pluviosité annuelle et le nombre de jours de pluie (CHARREAU et NICOU, 1971 ; BRUNET-MORET, 1968 ; BRUNET-MORET *et al.*, 1986). D'une façon générale, le nombre de jours de précipitations croît avec le total annuel moyen pluviométrique ; il augmente donc régulièrement du Nord au Sud. Il est de 27 jours à Kiffa, de 57 jours à Kayes, de 74 jours à Kita, de 82 jours à Kéniéba et de 122 jours à Labé (ROCHETTE, 1974). Enfin, les hauteurs de précipitations journalières augmentent progressivement des régions sahéliennes aux régions soudaniennes, pour diminuer à nouveau en zone guinéenne où l'étalement de la saison des pluies s'accompagne d'une diminution de l'intensité des précipitations. Le nombre de précipitations journalières supérieures à 10 mm correspond à 40 % de l'effectif total jusqu'à l'isohyète 1500, à 30-35 % au Sud de cette isohyète. Le nombre moyen de jours de pluie supérieure à 20 mm correspond à 40 % de l'effectif global, et seulement 2 à 5 % des précipitations journalières dépassent 50 mm (BRUNET-MORET *et al.*, 1986).

G – LA LAME D'EAU MOYENNE PRÉCIPITÉE

La lame d'eau moyenne annuelle précipitée est estimée à partir des cartes d'isohyètes par planimétrie. Après avoir planimétré chaque surface comprise entre deux isohyètes consécutives, un coefficient pluviométrique (défini comme étant la valeur moyenne des deux isohyètes encadrant la surface considérée) est attribué à chacune. Pour la période 1951-1980, un modèle de calcul utilisant une équation de régression multiple en fonction de la latitude, de la longitude et de l'altitude, a permis d'estimer la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin supérieur du Sénégal à 818 mm/an (Sow, 1984). L'écart avec notre résultat (tableau 13) est de 6 % ; il s'explique par le fait que le modèle utilisé sous-estime l'effet d'altitude qui joue un rôle important dans le Fouta Djallon, partie sud du bassin.

Tableau 13 – *Lame d'eau moyenne précipitée (en mm/an) par bassin versant*

Bassin versant	Exutoire	Superficie (km ²)	Pluviométrie		Déficit (%)
			1951-1980	1979-1986	
SENEGAL FALEME	Bakel	218 000	874	685	22
	Kidira	28 900	1124	874	22
NIGER MILO TINKISSO	Siguiri	67 600	1670	1389	17
	Kankan	9 600	1879	1628	13
	Tinkisso	6 400	1607	1187	26
GAMBIE	Kédougou	7 500	1648	1376	17
TOMINE	Gaoual	9 400	1987	1647	17
KONKOURE	Konkouré	9 900	2062	1612	22

Quelle que soit la période considérée, la lame d'eau moyenne précipitée sur le bassin supérieur du Sénégal ne représente seulement que la moitié de celles précipitées sur les bassins voisins (tableau 13). Rappelons l'importance du déficit pluviométrique de la période récente 1979–1986 par rapport à la période 1951–1980, qui est représentative du climat actuel ; ce déficit varie de 13 % sur le bassin du Milo à 26 % sur celui du Tinkisso.

Dans le Fouta Djalon, le gradient positif E–W d'abondance pluviométrique, déjà mis en évidence figure 21, est important (tableau 14). Il y a une nette opposition entre les bassins très arrosés de la Tominé et du Konkouré sur le flanc ouest et les bassins plus secs du Tinkisso et de la Falémé sur le flanc est. Le massif du Fouta Djalon se découpe en trois bandes latitudinales d'intensité pluviométrique décroissante d'Ouest en Est. Durant la période 1979–1986, il est tombé sur le Fouta Djalon une lame d'eau moyenne de 1380 mm/an.

Tableau 14 – Répartition des pluies sur le Fouta Djalon par bassin versant

Bassin versant	Exutoire	Superficie (km ²)	Pluviométrie mm/an		Climat
			1951–1980	1979–1986	
TOMINE KONKOURÉ	Gaoual	9 400	1987	1647	zone très humide
	Konkouré	9 900	2062	1612	
GAMBIE BAFING	Kédougou	7 500	1648	1376	zone humide
	Dakkaïdou	15 700	1665	1313	
TINKISSO FALEME	Tinkisso	6 400	1607	1187	zone sèche
	Satadougou	10 100	1464	1140	
FOUTA DJALON		59 000	1740	1381	—

IV – LES CONDITIONS THERMIQUES ET D'ÉVAPOTRANSPIRATION

La pluie moyenne n'est qu'un terme du bilan hydrologique. Le second terme est le déficit d'écoulement. Il peut être approché par l'évapotranspiration qui est fonction de la température et de l'humidité relative de l'air, c'est-à-dire du vent et de l'insolation. Pour plus d'information, MICHEL (1973) a fait une analyse détaillée des microclimats du Fouta Djalon et des bassins versants du Sénégal et de la Gambie.

A – LES VENTS ET L'INSOLATION MOYENNE

Le régime des vents au sol est calqué sur le mouvement des masses d'air en altitude. Pendant la saison sèche où domine l'harmattan, les vents sont de secteur Est et NE. Durant la saison humide, époque de la mousson, les vents sont du SW et d'Ouest. En général, les vitesses sont assez faibles, de 1 m/s à 4 m/s ; les vitesses de 15 m/s à 20 m/s sont exceptionnelles, voire même inexistantes (BRUNET-MORET *et al.*, 1986). Les vents semblent plus forts dans la zone sahélo-soudanienne que dans la zone guinéenne, bien que dans cette région il soit très difficile d'obtenir des chiffres précis et homogènes du fait de l'altitude. Au Nord, l'importance des vents est liée à l'influence de l'harmattan. Outre ces vents réguliers qui soufflent pendant plusieurs heures, il y a des coups de vents très courts et violents qui précèdent les tornades ; ils donnent lieu à des vitesses très élevées et ont un effet beaucoup plus dévastateur que les vents réguliers.

Les variations de la durée d'insolation sont représentées en figure 22 d'après les valeurs de ROCHETTE (1974) et GAC *et al.* (1987 a). Ce facteur est suffisamment homogène et représentatif d'une zone latitudinale

pour que le peu d'exemples choisis permette d'appréhender l'ensoleillement moyen régnant sur l'ensemble de la zone étudiée. Quel que soit le domaine climatique considéré, la variation de l'insolation est identique : les périodes d'ensoleillement maximum se situent de décembre à avril, et l'insolation est minimale pendant la saison des pluies de mai à octobre, le minimum étant atteint en août, mois le plus pluvieux. Il existe également un minimum secondaire en février qui correspond à la période du heug ("pluie des mangues"). La diminution précoce en octobre de la durée d'insolation enregistrée à Kayes est sûrement imputable à des vents de poussières fréquents dans cette zone.

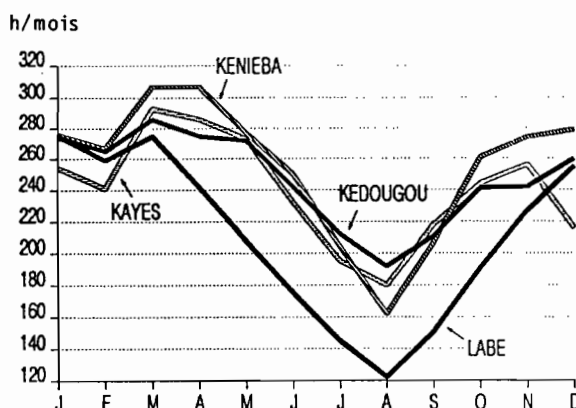


Fig.22 – Variation de l'insolation mensuelle sur les bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger

Retenons que l'insolation totale annuelle augmente du domaine guinéen au domaine soudanien selon un axe N-S, puis diminue légèrement vers le domaine sahélien. Cette diminution ne peut être expliquée par un degré d'humidité plus important de l'air, et traduit l'importance des poussières atmosphériques dans cette bande latitudinale.

B – LA TEMPÉRATURE DE L'AIR

Les variations de température sont régies par les variations d'incidence des rayons solaires qui conduisent à la séparation de l'année climatique en deux saisons distinctes (l'été et l'hiver) et par le rafraîchissement résultant des pluies. L'importance respective de ces deux facteurs est dépendante de la latitude (BRUNET-MORET, 1968). Mais l'influence de l'altitude devient prépondérante à partir de 700 m : ce paramètre amène à distinguer le comportement du Fouta Djallon du reste de la zone étudiée. La température moyenne des stations au-dessus de 700 m est de 21,7°C, alors qu'elle est de 25,4°C pour les zones basses du domaine guinéen correspondant en fait aux exutoires du Fouta Djallon (tableau 15).

Les conditions thermiques interannuelles sont très peu variables. D'après l'O.M.M., la période nécessaire pour aboutir à une moyenne stable est de 8 à 10 ans (LEROUX, 1980). En zone intertropicale, la température moyenne annuelle est élevée. A Labé, en domaine guinéen, elle est de 22,6°C ; à Kédougou, en domaine soudanien, elle s'élève à 28,1°C et à Bakel, en domaine sahélien, elle atteint 30,3°C (tableau 15). Le gradient thermique, croissant du Sud vers le Nord, est accentué par la topographie entre les zones hautes du Fouta Djallon et les zones basses du Sahel. Les amplitudes moyennes annuelles sont peu importantes : de 4°C à l'extrême Sud à 12°C à l'extrême Nord (fig.23). Les amplitudes diurnes moyennes sont plus fortes et oscillent entre 7°C et 15°C ; elles augmentent du Sud au Nord et d'Ouest en Est (MICHEL, 1973) (tableau 16).

Enfin, la courbe de variation des températures est partout bimodale, les maxima primaires et secondaires sont respectivement les mois d'avril-mai et d'octobre-novembre ; les minima sont décembre et août (fig.23). La précocité des maxima principaux sur les hauteurs du bassin (en mars) par rapport à ceux des régions basses (en avril-mai) découle de l'évolution progressive de la mousson du Sud vers le Nord : les précipitations relativement abondantes atteignent le Sud du bassin dès avril, alors que la véritable saison des pluies ne s'installe sur la totalité de la zone étudiée qu'au cours des mois de mai-juin.

Tableau 15 – *Températures moyennes (en °C) de diverses stations des bassins versants amont du Sénégal, du Niger, de la Gambie, du Konkouré et de la Tominé*

N° réf.	Stations	Altitude (m)	Moyenne interannuelle				Période observée	Origine des données	Domaine climatique
			T _m	T _x	T _n	δ			
6	Bakel	25	30,3	—	—	—	1979–1986	ORANGE	sahélien
14	Kayes	46	29,4	36,6	22,3	14,3	1934–64	ROCHETTE	nord- soudanien
22	Tambacounda	49	28,6	35,6	21,6	14,0	1962–81	Lo	
21	Bafoulabé	104	29	36	22	14	1921–48	ROCHETTE	
9	Nioro	235	28,5	36,8	20,2	16,6	1936–64	ROCHETTE	
25	Faladye	337	27	35	19	16	1931–48	ROCHETTE	
34	Kédougou	122	28,1	34,5	21,5	13,0	1962–81	Lo	sud- soudanien
35	Kéniéba	136	28,3	35,3	21,3	14,0	1943–64	ROCHETTE	
27	Kita	328	28,0	34,3	21,7	12,6	1959–64	ROCHETTE	
37	Siguiri	362	26,9	33,7	20,1	13,6	1943–57	ROCHETTE	
48	Gaoual	81	25,2	—	—	—	1969–81	F.A.O.	guinéen
51	Kindia	250	25,4	30,9	19,9	11,0	1951–80	F.A.O.	
45	Kankan	377	26	—	—	—	—	ORANGE	
42	Dabola	438	25,2	27,4	23,0	4,4	1950–82	F.A.O.	
39	Dinguiraye	523	25,6	28,0	23,1	4,9	1955–75	F.A.O.	
54	Macenta	700	25	—	—	—	—	ORANGE	
53	Télimélé	729	22,1	22,6	21,6	1,0	1950–79	F.A.O.	
49	Mamou	783	23,6	29,9	17,1	12,8	1951–80	F.A.O.	
43	Tougué	868	22,5	25,0	20,0	5,0	1928–77	F.A.O.	
47	Pita	965	22,5	29,4	21,5	7,9	1951–80	F.A.O.	
44	Labé	1025	22,6	28,7	16,4	12,3	1939–57	ROCHETTE	
44	Labé	1025	22,3	29,2	13,3	15,9	1951–80	F.A.O.	
52	Dalaba	1202	18,9	20,9	17,1	3,8	1952–81	F.A.O.	
46	Mali	1464	19,2	—	—	—	1958–70	F.A.O.	

T_m : température moyenne mensuelle ; T_x : moyenne mensuelle des températures maximales journalières ; T_n : moyenne mensuelle des températures minimales journalières ; δ : écart diurne moyen. ROCHETTE (1974) ; BRUNET-MORET *et al.* (1986) ; F.A.O. (GUPTA, 1987)

C – L'ÉVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE

1. L'humidité relative

L'humidité relative est intimement liée à la progression de la mousson. Sa valeur moyenne annuelle est de 67 % à Labé, 55 % à Kédougou et 45 % à Kayes (quelques kilomètres au Nord de Bakel) (ROCHETTE, 1974 ; GAC et ORANGE, 1990). L'humidité relative passe par des valeurs maximales en saison des pluies (de 98 % dans le Fouta Djallon à 80 % en milieu sahélien) et des valeurs minimales en saison sèche (de 50 % dans le Fouta Djallon à moins de 20 % en milieu sahélien). Notons que plus l'humidité relative est importante, moins l'évaporation intervient dans le bilan hydrique.

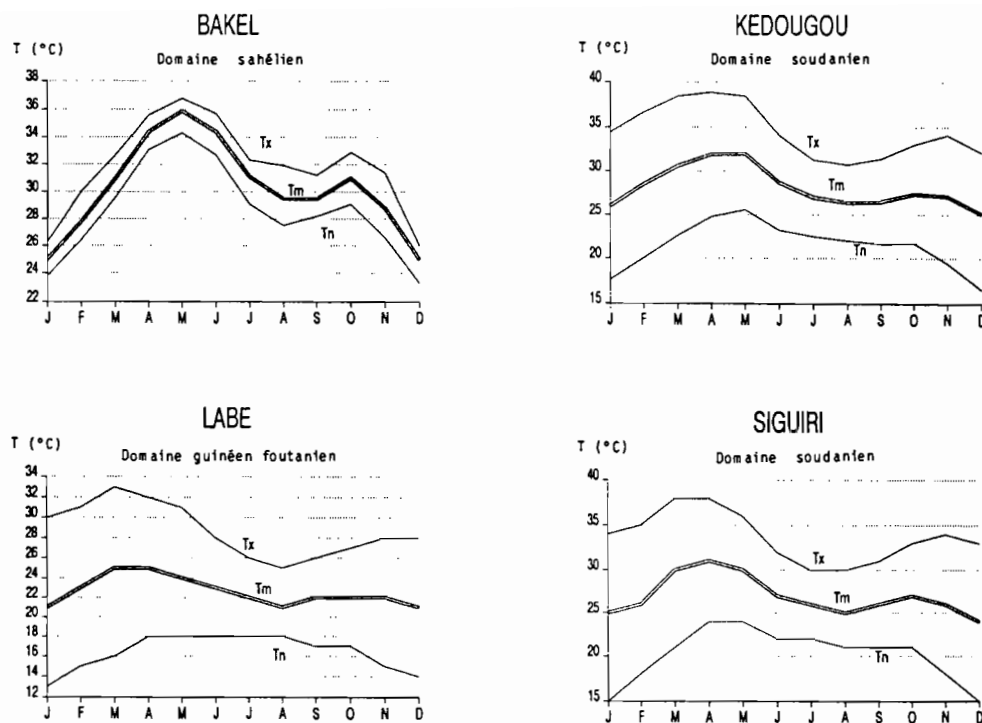


Fig.23 – Evolution mensuelle de la température

Tableau 16 – Caractéristiques mensuelles de la température (en °C) sur les bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger

Stations	Domaine sahélien				Domaine sud-soudanien								Domaine guinéen			
	Bakel (1) (1979–1986)				Kédougou (2) (1962–1981)				Siguiri (3) (1943–1957)				Labé (3) (1939–1957)			
Mois	T _m	T _x	T _n	δ _m	T _m	T _x	T _n	δ _m	T _m	T _x	T _n	δ _m	T _m	T _x	T _n	δ _m
Janvier	25,0	28,0	20,9	7,1	26,0	34,4	17,6	16,8	25	34	15	19	21	30	13	17
Février	27,8	31,4	23,3	8,1	28,5	36,7	20,0	16,7	26	35	18	17	23	31	15	16
Mars	31,0	34,0	27,9	6,1	30,6	38,5	22,6	15,9	30	38	21	17	25	33	16	17
Avril	34,4	37,2	30,8	6,4	31,9	38,9	24,8	14,1	31	38	24	14	25	32	18	14
Mai	35,9	38,1	33,0	5,1	32,0	38,5	25,6	12,9	30	36	24	12	24	31	18	13
Juin	34,4	37,3	29,7	7,6	28,7	34,1	23,2	10,9	27	32	22	10	23	28	18	10
Juillet	31,1	34,8	26,2	8,6	27,0	31,3	22,5	8,8	26	30	22	8	22	26	18	8
Août	29,5	32,3	25,9	6,4	26,4	30,7	22,0	8,7	25	30	21	9	21	25	18	7
Septembre	29,5	31,9	26,3	5,6	26,5	31,4	21,6	9,8	26	31	21	10	22	26	17	9
Octobre	31,0	33,0	28,0	5,0	27,4	33,0	21,7	11,3	27	33	21	12	22	27	17	10
Novembre	28,8	31,4	25,5	5,9	27,1	34,1	19,4	14,7	26	34	18	16	22	28	15	13
Décembre	25,0	28,6	20,9	7,7	25,1	32,1	16,5	15,6	24	33	15	18	21	28	14	14
Moyenne	30,3	33,2	26,5	6,7	28,1	34,5	21,5	13,0	27	34	20	13	23	29	16	12

T_m : température moyenne mensuelle ; T_x : moyenne mensuelle des températures maximales ; T_n : moyenne mensuelle des températures minimales ; δ_m : écarts diurnes moyens. (1) cette étude ; (2) LO (1984) ; (3) ROCHETTE (1974)

2. L'évapotranspiration potentielle

L'évaporation est le point de départ du cycle de l'eau. Elle est la résultante des différents paramètres présentés ci-dessus : la pluie, le vent, l'insolation, la température et l'humidité relative de l'air. Sa mesure est une opération difficile à mener. L'évolution saisonnière de l'évaporation Piche (Ep), mesurée, et celle de l'évapotranspiration potentielle (ETP), calculée selon la formule de TURC, sont similaires et opposées à celle de l'humidité relative. Les plus forts taux d'évapotranspiration potentielle se situent aux mois de mars et les plus faibles au mois d'août. Entre ces deux extrêmes, l'évolution est constante au cours de l'année. On note également le gradient positif S-N de l'ETP en toutes saisons. L'ETP moyenne annuelle est de 1436 mm à Labé, de 1922 mm à Kédougou et de plus de 2000 mm à Bakel (tableau 17).

Tableau 17 – *Evaporation Piche (Ep) et évapotranspiration potentielle (ETP) en mm*

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	mm/an
KAYES 1940–1980	Ep	272	291	373	386	<u>392</u>	257	118	73	<u>69</u>	126	201	240	2798
	ETP	169	184	<u>251</u>	246	202	140	128	<u>123</u>	129	137	138	134	1981
BAKEL (1) 1979–1986	Ep	234	222	302	314	<u>317</u>	284	225	177	<u>151</u>	187	208	205	2826
	ETP	183	194	<u>222</u>	212	178	143	130	<u>117</u>	128	136	132	147	1922
KEDOUGOU 1953–1985	Ep	274	288	<u>353</u>	342	278	129	75	<u>55</u>	55	79	149	215	2292
	ETP	183	194	<u>222</u>	212	178	143	130	<u>117</u>	128	136	132	147	1922
LABE 1940–1980	Ep	246	266	<u>302</u>	243	147	83	57	<u>50</u>	53	75	128	195	1845
	ETP	141	148	<u>160</u>	142	128	108	97	<u>82</u>	98	112	109	111	1436
KINDIA 1971–1980	ETP	132	160	<u>187</u>	183	147	120	107	<u>99</u>	109	116	114	118	1592
	ETP	170	192	<u>204</u>	173	141	117	99	<u>99</u>	105	109	121	144	1674

(1) : évaporation mesurée sur bac Colorado

V – PREMIÈRES CONCLUSIONS : LES BILANS HYDRIQUES

L'irrégularité des répartitions annuelle et mensuelle des précipitations et l'hétérogénéité de leur distribution spatiale constituent les caractéristiques essentielles du climat. Au contraire de la pluviosité, les températures et l'évaporation, relativement élevées en général, varient peu d'une année sur l'autre et ne peuvent constituer des facteurs de différenciation des climats dans ces régions tropicales. Cependant, leur étude n'en est pas moins importante car elles interviennent dans le bilan du cycle de l'eau.

A – UNE RÉGION A FORT DÉFICIT HYDRIQUE

Le bilan hydrique résulte du prélèvement de l'évapotranspiration sur la quantité d'eau disponible dans le sol. Dans un premier temps, cette disponibilité en eau peut être appréciée par l'intermédiaire de la lame d'eau moyenne précipitée.

La zone d'étude, qui s'étend du domaine tropical au domaine sahélien, est encadrée par l'isohyète 2300 mm, au Sud, et l'isohyète 300 mm, au Nord. Depuis 1970, il y règne une période de sécheresse ayant eu pour conséquence de descendre vers le Sud l'ensemble des isohyètes de 200 km environ. Ainsi, pour ces

dernières années (1979–1986), elle est comprise entre les isohyètes 1900 et 100 mm. La température moyenne annuelle est élevée : elle varie, du Sud au Nord, de 22°C à 30°C. L'évapotranspiration potentielle fluctue entre 1500 mm/an en domaine guinéen à 3000 mm/an en domaine sahélien. Le déficit hydrique existe donc partout à l'exception du domaine guinéen (tableau 18). Tous ces chiffres traduisent des conditions climatiques difficiles, avec une dégradation du Sud au Nord et une importante irrégularité interannuelle. L'accentuation de l'aridité depuis une quinzaine d'année oppose de plus en plus une longue saison sèche à une courte saison pluvieuse chaude, avec des précipitations orageuses et donc dévastatrices. D'autre part, dans ce domaine continental, l'air surchauffé très instable s'élève en tourbillons emportant sables et poussières. Ainsi, les vents de sable et les poussières atmosphériques sont de plus en plus fréquents (ORANGE *et al.*, 1986 ; ORANGE et GAC, 1990 a).

Tableau 18 – *Bilan hydrique par domaine climatique*

Domaine climatique	P moy. (mm)	ETP moy. (mm)
sahélien	400 – 200	> 2000
nord-soudanien	400 – 800	> 2000
sud-soudanien	800 – 1200	2000
guinéen	1200 – 1900	1500

B – L'INFORMATION CLIMATIQUE PAR BASSIN VERSANT

1. Le bassin amont du Sénégal : une grande diversité climatique

Situé entre les régions tropicales et les confins du Sahara, le bassin versant du Sénégal présente une grande diversité de climats. La pluviosité varie considérablement à l'intérieur du bassin puisqu'elle passe de 2000 mm/an sur sa bordure méridionale à 250 mm/an seulement sur sa limite septentrionale. La lame d'eau moyenne précipitée est évaluée à 685 mm/an. Du Sud au Nord, la température va de 22°C à 30°C, et l'ETP de 1500 à plus de 3000 mm/an.

2. Le bassin versant amont de la Gambie

Le bassin versant amont de la Gambie, situé entre 11° et 13° de latitude Nord, est encadré par les isohyètes 1500 et 1000 mm. Seul son exutoire se situe en domaine sud-soudanien. L'effet d'altitude entre les hauts plateaux du Sud et les bas glacis du Nord accentue cette opposition climatique. De Labé à Kédougou, c'est-à-dire de 1025 m à 120 m d'altitude, la température moyenne annuelle passe de 23°C à 28°C et l'ETP de 1400 à 1900 mm/an. Le déficit hydrique n'existe qu'au Nord du 12e parallèle, en domaine sud-soudanien. La lame d'eau moyenne précipitée est estimée à 1380 mm/an.

3. Le bassin versant amont du Niger

80 % du bassin amont du Niger se situe en domaine guinéen. Il est encadré par les isohyètes 1900 et 1100 mm. La température moyenne annuelle varie, du Sud au Nord, de 22°C à 27°C, et l'ETP moyenne est de l'ordre de 1500 mm/an. La lame d'eau moyenne précipitée est estimée à 1390 mm/an.

4. Le cas particulier du Fouta Djallon

Le Fouta Djallon est presque entièrement situé en domaine guinéen ; seuls 14 % de sa superficie se trouvent en domaine sud-soudanien. Son climat est une variante d'altitude du climat guinéen *s.s.* La saison sèche est

tempérée par les brouillards descendant de la montagne, et les écarts diurnes de température y sont très grands. Il existe un gradient positif d'abondance pluviométrique d'orientation E-W. Il est encadré par les isohyètes 1000 mm et 1900 mm. Sa température moyenne annuelle va de 22°C sur les plateaux d'altitude à 25°C dans les vallées. L'ETP est de l'ordre de 1500 mm/an. La lame d'eau moyenne précipitée est estimée à 1380 mm/an.

Chapitre IV

SÉCHERESSE ACTUELLE ET BILANS HYDROLOGIQUES

Les données présentées ici proviennent du Département Hydrologie de l'ORSTOM, à l'exception de quelques données ponctuelles acquises sur le terrain dans les services hydrologiques nationaux. ROCHETTE (1974), BRUNET-MORET *et al.* (1986) et LAMAGAT *et al.* (1989) décrivent respectivement les réseaux hydro-métriques des fleuves Sénégal, Niger et Gambie. 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 en 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. Dans cette étude, l'extension du cycle hydrologique a été fixée pour plus de commodité à la période allant du 1er juin au 31 mai de l'année suivante.

I – LE SÉNÉGAL : UN RÉGIME TROPICAL PUR

A – LES RÉGIMES DU FLEUVE SÉNÉGAL

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 (FRÉCAUT et PAGNEY, 1982). Le régime tropical de transition concerne une superficie de 28 000 km² (soit 13 % de la superficie du bassin) où la pluviosité annuelle est supérieure à 1200 mm. Il affecte les 2/3 du Bafing, les 2/5 de la Falémé et le cours supérieur du Bakoye. Ce régime est caractérisé par des variations brutales et une très grande irrégularité dans la date d'apparition des maxima et minima mensuels. Le régime tropical pur, se différenciant du précédent par une saison des hautes-eaux moins longue, concerne une superficie de 108 000 km², soit 50 % du bassin versant supérieur. Il s'étend sur le bassin inférieur du Bafing, les 3/5 de la Falémé, le Bakoye et l'intégralité du Baoulé. Le régime sahélien concerne toute la zone du bassin où la pluviosité est inférieure à 700 mm. Il couvre la totalité des bassins de la Kolimbiné et du Karakoro, où 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 du bassin versant théorique qui en résulte réduit singulièrement les débits spécifiques. Mais l'influence de cette zone sur l'hydraulique du fleuve est négligeable. Elle a simplement pour effet de freiner très légèrement l'amortissement de la crue entre Gouina et Bakel, et d'augmenter l'irrégularité interannuelle en apportant un volume notable en année humide sur la zone sahélienne et pratiquement rien en année sèche. L'influence de la zone tropicale de transition n'est pas très importante non plus. 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 pure. La seule influence notable est 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 135 000 km², correspondant à la superficie active du bassin (RODIER, 1964).

B – L'ABONDANCE FLUVIALE A BAKEL

Parmi tous les fleuves sahéliens, le Sénégal est celui qui dispose de la plus longue série d'observations ; à Bakel, l'information est complète depuis 1903 (ROCHETTE, 1974 ; SOW, 1984 ; ORANGE, 1986 ; GAC et KANE, 1986 a). Cette station a une situation géographique très favorable : elle se situe à l'entrée de la plaine alluviale du fleuve, après la confluence de tous les affluents avec le bras principal.

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

L'irrégularité des écoulements constitue la caractéristique principale des fleuves tropicaux. Depuis 1903, les débits moyens annuels à Bakel ont varié dans un rapport de 1 à 6. La valeur maximale a été observée au cours du cycle hydrologique de 1967/68 ($1325 \text{ m}^3/\text{s}$) et la valeur minimale en 1984/85 ($216 \text{ m}^3/\text{s}$) qui est très légèrement inférieure à la valeur de l'écoulement enregistrée en 1983/84 ($218 \text{ m}^3/\text{s}$) (tableau 19). A l'irrégularité interannuelle s'ajoute celle des débits moyens mensuels. Le plus important débit moyen mensuel a été enregistré en septembre 1967 avec $6763 \text{ m}^3/\text{s}$; le plus faible au cours du même mois est celui de 1984 avec $571 \text{ m}^3/\text{s}$, soit 12 fois moins. Signalons enfin que le plus fort débit journalier mesuré au cours du siècle a été de $9430 \text{ m}^3/\text{s}$ en septembre 1936. Depuis le début du siècle, le module moyen annuel à Bakel est de $709 \text{ m}^3/\text{s}$, et 93,3 % de cet écoulement transite entre juillet et novembre (tableau 20).

L'hydrogramme annuel est toujours monomodal avec, en général, un seul épaulement en août-septembre et une longue courbe de tarissement d'octobre à mai, quelle que soit l'hydraulicité de l'année considérée (fig.24).

2. Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle

De nombreux auteurs ont étudié la cyclicité des variations du débit moyen annuel du Sénégal à Bakel (SIRCOULON, 1976 et 1985 ; FAURE et GAC, 1981 ; PALUTIKOF *et al.*, 1981 ; OLIVRY, 1983 a ; GAC et FAURE, 1987 ; PROBST et TARDY, 1987 ; KAYSER *et al.*, 1990). Le débit du fleuve à Bakel reflète fidèlement l'évolution de la pluviosité de cette zone climatique. Aussi la recherche des séquences sèches et des séquences humides effectuée à partir du paramètre pluie dans le chapitre précédent donne les mêmes résultats à partir de l'étude des débits. Depuis le début du siècle, deux périodes humides sont recensées : 1920-1939 et 1952-1968.

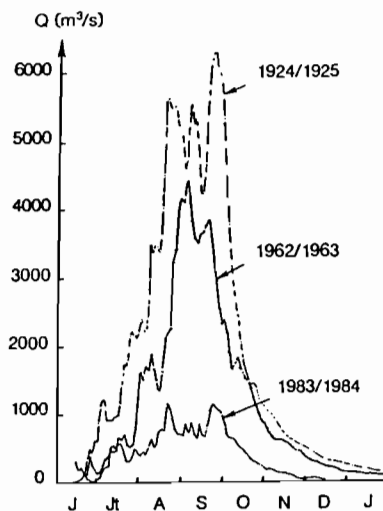


Fig.24 – Hydrogrammes de crue types du fleuve Sénégal à Bakel

Tableau 19 – Débits moyens mensuels et annuels à Bakel de 1903 à 1988 (en m³/s) (QAN : module moyen annuel)

ANNEE	JN	JT	AT	S	O	N	D	JR	F	MS	AL	MI	QAN
1903	120	746	1937	2535	1060	476	202	124	74	40	15	10	611
1904	30	719	2655	3166	1127	586	274	142	85	50	22	10	738
1905	236	977	2735	2303	2342	1072	375	193	111	64	30	15	871
1906	143	1174	5751	4218	1618	838	467	250	140	80	40	10	1227
1907	120	590	960	2177	1311	619	340	185	110	62	28	10	542
1908	81	822	2275	3720	1390	500	235	130	75	42	18	10	774
1909	286	892	3083	4201	1308	591	255	140	83	46	20	10	917
1910	120	590	2233	2942	1231	472	215	120	70	38	16	10	671
1911	120	590	1538	2401	939	432	220	125	72	38	16	10	541
1912	120	590	1471	2352	1298	436	230	135	78	43	18	10	565
1913	120	336	724	936	687	251	121	64	30	10	4	10	274
1914	120	590	1323	1477	1036	360	200	115	70	40	16	10	446
1915	90	553	1956	2418	1225	350	190	105	62	34	12	5	591
1916	4	726	1826	3301	1603	400	210	120	70	38	16	10	693
1917	20	294	2173	3458	1145	330	185	100	58	32	11	10	651
1918	200	883	3633	5322	2556	647	335	202	122	65	30	10	1167
1919	140	404	1704	2221	1029	356	210	115	70	38	15	10	526
1920	120	540	2690	4315	1287	604	290	160	95	52	23	10	848
1921	120	396	1201	2100	740	270	150	90	50	26	10	10	430
1922	40	411	3415	6569	2724	777	316	158	95	53	23	10	1215
1923	90	646	1808	3764	1437	741	272	138	80	44	19	10	754
1924	144	1440	4147	5530	2403	804	384	210	125	70	32	14	1275
1925	103	408	2332	3293	2458	768	325	185	110	65	30	10	840
1926	140	507	1607	1785	973	728	270	130	76	43	18	10	523
1927	120	772	2967	4745	2743	885	380	205	120	70	32	10	1087
1928	50	356	3146	4693	1683	699	241	130	77	39	15	10	928
1929	300	885	3074	4512	1327	434	217	123	71	38	15	10	917
1930	170	649	2621	3412	1929	608	290	167	97	58	25	10	836
1931	170	976	1771	2777	2080	552	270	155	90	50	22	10	743
1932	130	780	2859	3137	1371	445	227	130	75	43	19	10	768
1933	153	1149	3423	3564	1076	386	200	115	68	35	12	10	849
1934	20	270	2501	3503	1311	440	220	130	75	43	19	10	711
1935	120	896	4269	4971	2450	630	265	152	88	50	20	10	1160
1936	85	620	4714	5825	2210	708	335	172	103	61	25	10	1239
1937	120	408	1795	3084	1348	504	230	130	75	41	17	10	646
1938	120	494	1901	4065	1850	794	270	150	88	48	21	2	816
1939	28	368	1992	2071	1362	435	220	125	72	40	16	10	561
1940	50	212	1342	1381	1288	525	200	120	68	38	15	10	437
1941	120	339	1158	2115	740	247	130	75	44	19	6	10	416
1942	120	385	1896	1715	539	266	140	80	45	25	8	10	435
1943	120	366	1867	2951	1801	443	195	110	65	35	14	10	664
1944	120	225	814	1444	663	339	160	95	55	28	10	10	330
1945	120	396	3450	4886	1854	463	195	110	65	35	14	10	966
1946	120	379	2600	2989	1819	580	240	130	75	41	17	10	750
1947	120	343	1877	3418	1516	396	180	105	60	32	12	5	672
1948	31	607	1863	2630	967	398	167	105	60	32	12	5	573
1949	9	335	2111	1905	794	216	123	73	42	20	10	5	470
1950	3	65	3092	5963	3041	778	305	152	85	42	14	4	1128
1951	57	395	1473	2332	3643	1437	423	215	125	64	27	5	849
1952	23	539	1428	2519	3098	597	246	134	71	36	17	4	726
1953	103	818	1607	2924	1250	464	219	139	80	40	14	13	639
1954	253	1012	4166	4394	1624	689	397	197	114	66	41	31	1082
1955	209	648	3672	4149	2596	777	347	204	118	68	33	14	1069
1956	41	506	2305	5421	2159	636	287	167	98	58	23	8	975
1957	218	623	2725	4339	2900	943	251	197	116	66	31	18	1035
1958	176	579	4098	3969	1887	796	446	239	138	82	39	19	1039
1959	165	597	2596	4087	1242	489	224	125	76	41	17	7	805
1960	812	830	2481	1309	504	214	118	74	40	17	5	623	
1961	105	821	3000	5249	1328	458	207	120	73	39	13	4	951
1962	86	536	2326	3657	1626	598	263	137	85	42	18	10	782
1963	9	508	1674	2741	1973	635	231	127	71	36	14	3	668
1964	173	633	2066	5841	1934	581	286	166	103	56	25	11	988
1965	87	822	4467	5453	1993	652	290	205	112	49	16	4	1070
1966	81	441	1739	3534	5029	1033	381	208	115	54	15	4	1052
1967	99	695	3068	6763	3426	919	409	254	157	76	24	6	1324
1968	78	515	1257	2238	1038	358	201	98	45	15	3	1	487
1969	49	847	2100	3881	2549	1131	365	186	97	40	12	3	938
1970	21	358	2775	3051	951	337	168	86	42	15	4	2	650
1971	2	584	3266	3272	973	310	151	72	35	11	3	1	723
1972	57	349	978	1315	590	259	131	61	28	8	3	1	315
1973	125	394	2109	1711	588	216	88	42	19	6	2	1	441
1974	4	745	3518	3394	1381	367	155	73	37	15	4	2	807
1975	0	558	1553	3267	1201	380	162	77	38	14	3	1	604
1976	4	490	1456	1147	1145	275	226	109	51	21	6	2	461
1977	2	240	829	1640	759	214	74	36	13	3	1	1	317
1978	8	359	1764	1858	1314	462	153	73	32	9	2	1	503
1979	45	311	983	1276	569	282	104	45	17	4	1	0	303
1980	22	317	1545	1941	484	194	89	35	15	4	1	0	387
1981	454	229	1858	1710	658	224	90	43	19	4	1	0	424
1982	0	235	1132	1376	559	222	81	37	14	3	1	0	305
1983	78	380	682	817	434	139	54	24	8	2	1	0	218
1984	38	470	758	571	540	137	50	17	5	2	1	0	215
1985	0	391	1414	1651	562	155	56	19	9	3	1	0	355
1986	0	267	705	1874	850	264	90	38	16	7	3	1	343
1987	0	124	496	938	642	130	61	80	54	51	4	60	220
1988	104	328	929	2835	701	90	22	8	10	34	35	39	427

Tableau 20 – Débits moyens mensuels interannuels à Bakel (en m³/s)

Période	JN	JT	AT	S	O	N	D	JR	FR	MS	AL	MI	Module
1903-88	93	555	2205	<u>3138</u>	1514	518	225	124	71	38	16	<u>9</u>	709
1979-87	24	328	1064	<u>1350</u>	589	194	75	38	17	9	2	<u>1</u>	308

Q_{max} et Q_{min} sont soulignés

Depuis 1968, à l'exception de trois années (1969, 1971 et 1974), toutes les années sont largement déficitaires (tableau 19). Le déficit a atteint son maximum lors des cycles 1983/84 et 1984/85 (70 % de déficit). Le caractère exceptionnel de la sécheresse actuelle apparaît en dressant la liste des dix modules moyens annuels les plus bas depuis le début des observations : 1984 (216 m³/s), 1983 (218 m³/s), 1987 (220 m³/s), 1913 (274 m³/s), 1979 (303 m³/s), 1982 (305 m³/s), 1972 (315 m³/s), 1977 (318 m³/s), 1986 (343 m³/s), 1985 (355 m³/s). Il faut remonter à 1913 pour retrouver un débit moyen annuel inférieur à 400 m³/s.

3. Les cycles hydrologiques de 1979 à 1987

Ces neuf cycles hydrologiques sont décrits en détail dans le dernier chapitre (chapitre VIII) en même temps que l'évolution quotidienne de la température de l'air, de la température de l'eau et de la pluviosité. A chaque fois (fig.25), un premier écoulement fugace annonce l'arrivée réelle de la crue une quinzaine de jours plus tard. En effet, les premiers écoulements arrivant en juin sont absorbés par le sol desséché. Ensuite, la montée des eaux, lente en juillet, s'accélère brutalement début 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. Ensuite, le retrait des eaux s'amorce en octobre et, dans tous les cas, est très rapide. La première baisse résulte de la vidange des eaux accumulées dans le lit majeur. Le véritable tarissement qui correspond à un écoulement d'origine presque uniquement souterraine commence en novembre.

En 1983/84, 1984/85 et 1987/88, 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, 1985, 1986 ; le fleuve Sénégal s'était précédemment tari uniquement en 1902, 1913 et 1974. On peut également souligner la rapidité de la décrue quelle que soit l'hydraulicité de l'année considérée et la faiblesse générale des débits de pointe de 1979 à 1986 (de 3141 m³/s en 1980 à 882 m³/s en 1984 représentant respectivement 65 % et 20 % d'un débit de pointe d'une année moyenne). Le cycle hydrologique 1987/88 est un cycle artificiel ; il correspond à la mise en service du barrage de Manantali situé à 350 km en amont de Bakel sur le Bafing. La fonction de ce barrage est de régulariser la crue annuelle pour étaler dans le temps la période des hautes-eaux. L'étude de l'érosion sur le bassin supérieur du Sénégal sera donc faite sur la séquence 1979-1986, époque à laquelle ce bassin fonctionnait naturellement.

Le module annuel de 1979 à 1986 est de 319 m³/s ; il ne représente seulement que 45 % du module annuel établi sur le siècle. Mais la répartition mensuelle des débits au cours de l'année hydrologique reste la même : les mois de juillet, août, septembre, octobre et novembre représentent encore 95 % de l'écoulement annuel. En effet, malgré le caractère exceptionnel des écoulements de ces dernières années, la période des hautes-eaux se limite toujours aux mois de juillet, août, septembre et octobre, avec un maximum en septembre à l'exception des deux années les plus sèches (1983 et 1984) où il se situe en août du fait de l'écrcèlement de la pointe de crue. Malgré ce caractère très marqué de sécheresse de la période étudiée, on peut distinguer : trois cycles hydrologiques secs (1983/84, 1984/85 et 1987/88), quatre cycles hydrologiques moyens (1979/80, 1982/83, 1985/86 et 1986/87) et deux cycles hydrologiques humides (1980/81, 1981/82).

C – QUELQUES INFORMATIONS SUR LES PRINCIPAUX TRIBUTAIRES

Sur la période 1903-1964, le module moyen annuel du Bafing à Dibia est de 433 m³/s ; il passe à 620 m³/s à Gouina sur le fleuve Sénégal et enfin il est de 770 m³/s à Bakel ; sur la même période, le module moyen annuel du Bakoye à Kalé est de 159 m³/s et celui de la Falémé à Kidira est de 195 m³/s (tableau 21) (ROCHETTE, 1974). Les apports du Bakoye et de la Falémé représentent respectivement 21 % et 25 % des écoulements enregistrés à Bakel.

Sur la période récente 1979-1986 (tableau 22, fig.26), le déficit d'écoulement par rapport à la période précédente est partout très marqué. C'est sur la branche mère qu'il est le moins important : 50 % à Dibia, 60 % à Gouina et 59 % à Bakel. Le déficit est de 78 % sur le Bakoye et de 69 % sur la Falémé. Pour cette période, ces deux tributaires représentent respectivement 11 % et 20 % des écoulements enregistrés à Bakel.

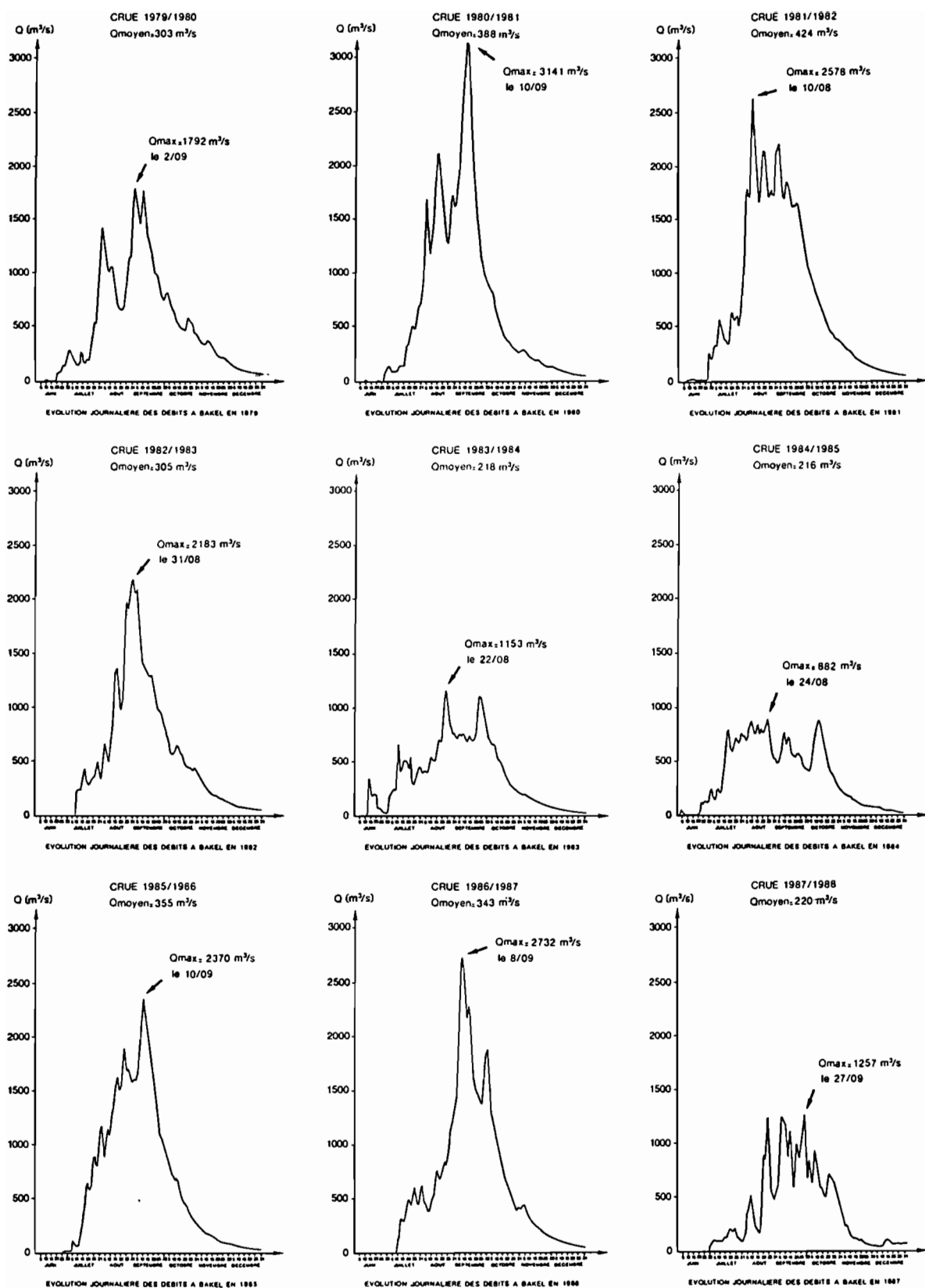


Fig.25 – Hydrogrammes de crue de 1979 à 1987 du fleuve Sénégal à Bakel

Tableau 21 – Modules spécifiques en différents sites du bassin amont du Sénégal sur la période 1903–1964 (ROCHETTE, 1974)

Cours d'eau	Exutoire	Superficie du bassin (km ²)	Module annuel (m ³ /s)	Débit spécifique (l/s/km ²)
SENEGAL	Bakel (1) Gouina	(135 000)	770	5,7
		128 600	620	4,8
BAKOYE	Kalé Toukoto	85 600	159	1,9
		16 500	88	5,3
BAFING	Dibia Dakkasaïdou	37 900	433	11,4
		15 700	288	18,3
FALEME	Kidira	28 900	195	6,7
	Gourbassi	17 100	164	9,6
	Fadougou	9 300	115	12,4

(1) : superficie du bassin versant actif

Tableau 22 – Débits moyens annuels de 1979 à 1987 en différentes stations du bassin versant supérieur du Sénégal (en m³/s)

Cours d'eau	Station	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	Module
SENEGAL	Bakel Kayes	303	388	424	305	218	216	355	343	220	319
		(230)	287	297	230	179	174	261	256	153	239
BAKOYE	Kalé	*	49	46	31	14	29	43	35	20	35
FALEME	Kidira Gourbassi	60	86	96	62	23	(36)	(67)	(66)	(40)	60
		(54)	74	75	56	20	29	49	50	31	49

Entre parenthèses : valeur estimée

En 1987, première année de fonctionnement du barrage de Manantali, sur les 220 m³/s écoulés à Bakel, 9 % seulement proviennent du Bakoye et 18 % de la Falémé.

La notion de débit spécifique est à utiliser avec prudence car, dans la partie nord-soudano-sahélienne, de nombreuses zones sont endoréiques. Ainsi les modules spécifiques calculés à l'aval de Gouina sur le Sénégal et à l'aval de Toukoto sur le Bakoye n'ont pas grande signification (RODIER, 1964 ; ROCHETTE, 1974). Le débit spécifique à Bakel a donc été estimé à partir d'une superficie de 135 000 km² (RODIER, 1964). Sur la période 1903–1964, le débit spécifique moyen annuel à Dibia est de 11,4 l/s/km² ; il continue de décroître jusqu'à la confluence avec la Falémé où il regagne un point : il est de 5,7 l/s/km² à Bakel (tableau 21). Sur la période 1979–1986, ces valeurs sont divisées par deux.

Les écoulements du Bafing et de la Falémé atteignent Bakel en 5 jours, et le plus souvent le temps de propagation se réduit de 2 à 3 jours. La plus grande vitesse de propagation a été observée entre Bafoulabé et Kayes (Sénégal) distants de 127 km en un jour (soit 1,5 m/s) ; la plus faible de Fadougou à Bakel (Falémé) en 5 jours sur une distance de 410 km (soit 0,9 m/s) (ROCHETTE, 1974).

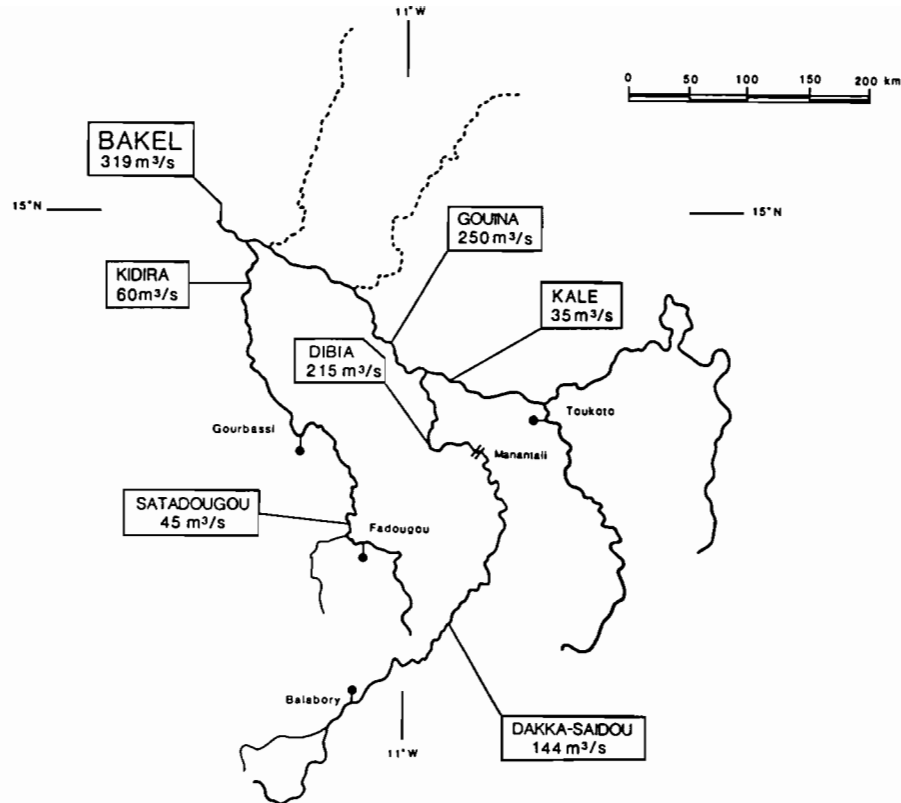


Fig.26 – Répartition des écoulements dans le bassin versant supérieur du Sénégal et modules annuels de 1979 à 1987

II – LE NIGER : UN RÉGIME TROPICAL DE TRANSITION

A – LE RÉGIME DU FLEUVE NIGER

Le Niandan et le Milo, dont les bassins supérieurs sont les mieux arrosés et dont la pente est la plus forte, présentent les débits spécifiques les plus élevés. Ces deux cours d'eau appartiennent au régime tropical de transition : la partie supérieure du Niandan et celle du Milo correspondent à la variante méridionale de ce régime, avec une période de hautes-eaux très longue, une période de basses-eaux très courte avec quelques petites crues. Dans leur cours inférieur, le Niandan, le Milo et le Tinkisso présentent des plaines d'inondation assez étendues qui contribuent, en année très humide, à laminer les pointes de crues. Seule la partie septentrionale du Tinkisso ressort du régime tropical pur. La faible abondance et l'extrême sévérité des étiages de cette partie du bassin sont compensées par les caractéristiques inverses du Milo et du Niandan supérieur. Finalement, à Siguiri, le régime du Niger correspond au régime tropical de transition classique, avec un débit d'étiage soutenu et une longue période de hautes-eaux (RODIER, 1964 ; BRUNET-MORET *et al.*, 1986).

B – L'ABONDANCE FLUVIALE A SIGUIRI

Les données publiées dans la "Monographie du Niger" (BRUNET-MORET *et al.*, 1986) sont antérieures à 1980. Les débits de 1987, unique année étudiée sur le bassin du Niger, ont été obtenus pour la station de Banankoro auprès de la Direction hydrologique malienne.

1. Le bilan moyen annuel

La station hydrologique la plus proche de Siguiri est Tiguibéry. De 1953 à 1978, le module annuel est de $1119 \text{ m}^3/\text{s}$ pour $67\,600 \text{ km}^2$ ($16,6 \text{ l/s/km}^2$). Le débit annuel maximum a été enregistré en 1969 ($1576 \text{ m}^3/\text{s}$) et le débit annuel minimum en 1977 ($618 \text{ m}^3/\text{s}$). Le module annuel ne varie que dans un rapport de 1 à 2,6. Cette faible variabilité, observée à l'échelle annuelle, se retrouve aux échelles mensuelle et journalière. Le débit journalier maximum a été enregistré le 20/9/62 à $5927 \text{ m}^3/\text{s}$; le débit journalier minimum a été enregistré le 30/3/75 à $15,8 \text{ m}^3/\text{s}$. L'étiage absolu n'a jamais été atteint, au contraire du fleuve Sénégal. Tous ces caractères typiques du régime tropical de transition sont à mettre en opposition avec les caractères de régime tropical pur du fleuve Sénégal.

La répartition mensuelle des écoulements est plus étalée dans le temps. Les mois de juillet à novembre ne représentent que 88,4% de l'écoulement annuel ; le mois à plus fort débit est septembre, le mois à plus faible débit est avril (tableau 23).

Tableau 23 – Débits moyens mensuels (en m^3/s) mesurés à Tiguibéry (près de Siguiri) sur la période 1953–78 (BRUNET-MORET *et al.*, 1986) et en 1987 (Direction hydrologique malienne)

Période	JR	FR	MS	AL	MI	JN	JT	AT	S	O	N	D	Module
1953–78	267	141	82	(63)	94	332	999	2323	(3816)	3255	1480	577	1119
1987	72	31	7	(3)	6	192	482	1459	(2203)	2062	693	219	622

$Q_{\max}$ et $Q_{\min}$ sont entre parenthèses

2. Le cycle hydrologique de 1987

Les débits de 1987 à Tiguibéry sont estimés à partir de ceux enregistrés à Banankoro la même année en leur attribuant une journée de décalage (BRUNET-MORET *et al.*, 1986). Cette année-là, le module annuel est de $622 \text{ m}^3/\text{s}$ (tableau 23). Le débit maximum est de $2840 \text{ m}^3/\text{s}$ le 2/10/87 (fig.27).

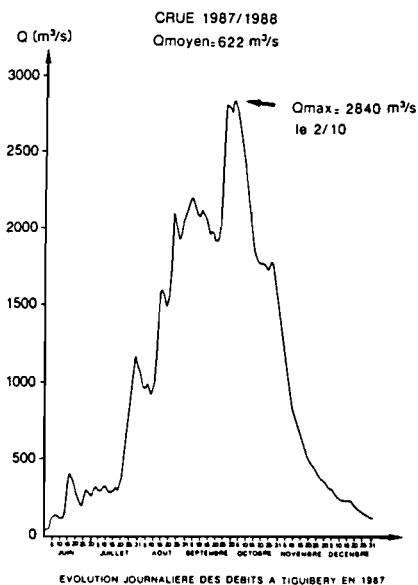


Fig.27 – Hydrogramme de crue du Niger à Tiguibéry (Siguiri) en 1987

3. Et la sécheresse ?

Depuis 1968, tous les modules annuels sont inférieurs à la moyenne interannuelle calculée sur la période 1952-1978. L'année 1987 fait partie des années au plus faible écoulement. Le caractère de sécheresse de ces dernières années est quantifiable en comparant les moyennes interannuelles. De 1968 à 1978, le module annuel est de $969 \text{ m}^3/\text{s}$; de 1968 à 1987, ce module tombe à $861 \text{ m}^3/\text{s}$. On en déduit que le module annuel de 1979 à 1987 est de $753 \text{ m}^3/\text{s}$, soit 67 % du module annuel de la période 1953-1978. Cette sécheresse se retrouve également dans les débits d'étiage qui depuis 1971 n'excèdent jamais les $30 \text{ m}^3/\text{s}$ alors qu'auparavant ils étaient toujours supérieurs à $50 \text{ m}^3/\text{s}$.

C - LES PRINCIPAUX TRIBUTAIRES

Les principaux tributaires sont le Niger (ou Dioliba) à Kouroussa, le Niandan à Baro, le Milo à Diélibakoro et le Tinkisso à Ouaran. Le Milo à Diélibakoro est assimilé au Milo à Kankan (BRUNET-MORET *et al.*, 1986). La distribution du réseau hydrographique est telle que l'égalité suivante sur les débits doit être respectée (BRUNET-MORET *et al.*, 1986) :

$$\text{TIGUIBERY} = \text{KOUROUSSA} + \text{BARO} + \text{KANKAN} + \text{OUARAN}$$

Or, à partir des mesures effectuées, cette égalité n'est pas réalisée. Les débits à Tiguibéry sont certainement surestimés alors qu'à Kouroussa ils sont très largement sous-estimés ; il en est probablement de même pour les stations de Ouaran et Baro (BRUNET-MORET *et al.*, 1986). Aussi, les débits présentés ci-dessous ont été corrigés à partir de l'examen des débits spécifiques. Etant donné la similarité de la station de Kouroussa sur le Niger avec la station de Baro sur le Niandan, le même débit spécifique lui a été attribué. Il apparaît alors que les débits à Kouroussa sont sous-estimés de 30 %, et que les débits de Tiguibéry sont sur-évalués de 10 %. Le tableau 24 est établi à partir des modules corrigés.

Tableau 24 - Débits moyens mensuels corrigés des principales stations du bassin versant supérieur du Niger sur la période 1950-1980 (en m^3/s)

Cours d'eau	Station	JR	FR	MS	AL	MI	JN	JT	AT	S	O	N	D	Module	Q _s
TINKISSO	Ouaran	61	35	14	<u>12</u>	13	37	98	378	<u>644</u>	558	283	97	186	9,9
MILO	Kankan	46	28	<u>20</u>	23	38	101	266	467	<u>645</u>	456	205	86	198	20,6
NIANDAN	Baro	71	39	24	<u>21</u>	40	151	340	550	<u>816</u>	616	336	139	262	20,5
NIGER	Kouroussa	109	52	24	<u>14</u>	21	104	305	589	<u>1070</u>	972	486	227	331	20,0
NIGER	Tiguibéry	240	127	74	<u>57</u>	85	299	899	2091	<u>3434</u>	2929	1332	519	1007	14,9

Q_s : débit spécifique (l/s/km^2) ; Q_{max} et Q_{min} sont soulignés

Les débits de l'année 1987 aux diverses stations du bassin (tableau 25) sont estimés à partir des moyennes interannuelles corrigées affectées d'un coefficient de 0,67 correspondant au déficit hydrologique enregistré à Siguiri pour la période 1979-1987. Le Niandan représente 26 % des écoulements du Niger enregistrés à Tiguibéry, le Milo 20 % et le Tinkisso 18 %. Le maximum de crue se situe partout en septembre. Enfin, il faut noter le faible débit spécifique ($6,7 \text{ l/s/km}^2$) du Tinkisso à Ouaran, comparativement aux autres cours d'eau.

Tableau 25 – *Débits moyens mensuels corrigés des principales stations du bassin versant supérieur du Niger en 1987 (en m³/s)*

Cours d'eau	Station	JR	FR	MS	AL	MI	JN	JT	AT	S	O	N	D	Module	Q _s
TINKISSO	Ouaran	41	23	9	<u>8</u>	9	25	66	253	<u>431</u>	374	190	65	125	6,7
MILO	Kankan	31	19	<u>13</u>	15	25	68	178	313	<u>432</u>	306	137	58	133	13,8
NIANDAN	Baro	48	26	16	<u>14</u>	27	101	228	368	<u>547</u>	413	225	93	176	13,8
NIGER	Kouroussa	73	35	16	<u>9</u>	14	70	204	395	<u>717</u>	651	326	152	222	13,4
NIGER	Tiguibéry	65	28	6	<u>3</u>	5	173	434	1313	<u>1983</u>	1856	624	197	560	8,3

Q_s : débit spécifique (l/s/km²) ; Q_{max} et Q_{min} sont soulignés

III – LES BASSINS CONSTITUTIFS DU FOUTA DJALON

A – UN RÉSEAU HYDROMÉTRIQUE EMBRYONNAIRE

Le réseau hydrométrique est embryonnaire sur l'ensemble du Fouta Djalon. D'autre part, quand elles existent, les données sont difficilement accessibles et parfois inexploitable. L'adhésion en 1987 de la Guinée à l'O.M.V.G. (Organisation de Mise en Valeur de la Gambie), regroupant déjà les pays voisins (Mali et Sénégal), a relancé l'intérêt pour le contrôle des écoulements sur le bassin versant supérieur de la Gambie par l'ORSTOM (LAMAGAT *et al.*, 1989). Dans les autres secteurs, des mesures ponctuelles ont été réalisées sous couvert de la F.A.O. (GUPTA, 1987).

B – LA GAMBIE A KÉDOUGOU

1. L'abondance annuelle et sa variabilité

Les résultats présentés dans le tableau 26 proviennent des observations limnimétriques effectuées entre 1970 et 1988 et d'une reconstitution des débits de la période 1903–1969 par DACOSTA (1985). Depuis le début du siècle, l'écoulement moyen annuel de la Gambie est de 113 m³/s, soit le septième de celui enregistré à Bakel sur le fleuve Sénégal. Au cours de la période récente (1979–1987), le module annuel de 60 m³/s traduit un déficit moyen de 47 %.

L'évolution des débits moyens annuels dans les deux bassins voisins du Sénégal et de la Gambie est similaire, les deux bassins disposant des mêmes sources d'alimentation en eau dans leur secteur amont. L'analogie avec le fleuve Sénégal se retrouve également au niveau des valeurs extrêmes. Le cycle 1955/56 figure dans la série des cycles les plus excédentaires (193 m³/s) et les écoulements les plus faibles ont également été enregistrés en 1984/85 (34 m³/s).

2. Un régime de type tropical de transition

La période des hautes-eaux dure 4 mois, de juillet à octobre, le maximum se situant toujours en septembre. De février à mai, le niveau d'étiage est sévère, l'étiage absolu pouvant être atteint. Quelle que soit l'importance de la crue, les débits deviennent inférieurs à 20 m³/s dès le début janvier et jusqu'à l'arrivée de l'onde de crue suivante en juin–juillet. Ce régime est caractéristique du type tropical de transition. L'irrégularité mensuelle interannuelle y est donc importante. Pendant la saison pluvieuse, de juillet à octobre, les écoulements moyens mensuels au cours de la période 1953–1986 ont varié dans un rapport de 7 (en août) à 11 (en juillet). En saison sèche, l'irrégularité est encore plus importante : en avril–mai–juin, les rapports de variation sont supérieurs à 50.

Tableau 26 – Débits moyens annuels de la Gambie à Kédougou de 1903 à 1988 (Q en m^3/s)

Cycles	Q	Cycles	Q	Cycles	Q	Cycles	Q	Cycles	Q
1903/04	101(4)	20/21	125(4)	37/38	138(3)	54/55	149(2)	71/72	68(1)
1904/05	113(4)	21/22	78(4)	38/39	145(3)	55/56	193(2)	72/73	69(1)
1905/06	129(4)	22/23	169(4)	39/40	107(3)	56/57	147(2)	73/74	77(1)
1906/07	171(4)	23/24	124(3)	40/41	68(3)	57/58	139(2)	74/75	110(1)
1907/08	88(4)	24/25	166(3)	41/42	82(3)	58/59	153(2)	75/76	88(1)
1908/09	117(4)	25/26	140(3)	42/43	50(3)	59/60	130(2)	76/77	82(1)
1909/10	133(4)	26/27	175(3)	43/44	118(3)	60/61	95(2)	77/78	54(1)
1910/11	106(4)	27/28	141(3)	44/45	87(3)	61/62	144(2)	78/79	98(1)
1911/12	90(4)	28/29	165(3)	45/46	133(3)	62/63	135(2)	79/80	50(1)
1912/13	93(4)	29/30	172(3)	46/47	86(3)	63/64	115(2)	80/81	86(1)
1913/14	60(4)	30/31	131(3)	47/48	82(3)	64/65	162(2)	81/82	70(1)
1914/15	80(4)	31/32	110(3)	48/49	93(3)	65/66	135(2)	82/83	64(1)
1915/16	97(4)	32/33	115(3)	49/50	67(3)	66/67	155(2)	83/84	39(1)
1916/17	108(4)	33/34	143(3)	50/51	118(3)	67/68	140(2)	84/85	34(1)
1917/18	103(4)	34/35	101(3)	51/52	149(3)	68/69	86(2)	85/86	89(1)
1918/19	161(4)	35/36	150(3)	52/53	96(3)	69/70	126(2)	86/87	50(1)
1919/20	89(4)	36/37	168(3)	53/54	128(2)	70/71	114(2)	87/88	59(1)

(1) valeurs observées de 1971 à 1988 ; (2) valeurs fiables de 1953 à 1970 (LERIQUE, 1975) ; (3) valeurs résultant d'une double extrapolation ; (4) valeurs très douteuses

Enfin, l'irrégularité journalière est très marquée sur ce bassin trop petit pour pouvoir linéariser les impulsions successives de l'écoulement superficiel qui procède par saccades au rythme des précipitations. En conséquence, les hydrogrammes présentent toujours un aspect en dents-de-scie. Lors des cycles secs, l'hydrogramme prend une allure plus affaissée tout en conservant une amplitude relative de variations journalières du même ordre de grandeur qu'en cycles humides. Depuis 1970, la Gambie a enregistré son débit journalier maximum de $733 m^3/s$ le 18/09/78.

3. Particularités des deux cycles étudiés (1986/87 et 1987/88)

a) Allure générale de la crue 1986/87 à Kédougou

L'assèchement du lit mineur s'est achevé en juin avec l'apport des premières averses. Les débits sont cependant restés très modestes jusqu'à l'amorce de l'onde de crue dans les premiers jours de juillet. L'hydrogramme de crue présente son aspect habituel en dents-de-scie avec de nombreuses intumescences jusqu'en octobre. La cote maximum a été observée le 4 septembre pour un débit de $373 m^3/s$ (fig.28) : ce cycle est au troisième rang des plus faibles pointes de crue enregistrées depuis 1970. Après la mi-octobre, les phases de tarissement et d'épuisement se relaient pour aboutir de nouveau à l'assèchement du lit mineur le 3 avril 1987.

En relation avec les faibles précipitations tombées sur le bassin versant (1364 mm à Labé et 1148 mm à Kédougou, soit respectivement 18 % et 10 % de déficit), la crue 1986/87 a été l'une des plus faibles que la Gambie ait connue depuis le début des relevés hydrologiques. Le débit moyen annuel du cycle 1986/87 est de $50 m^3/s$. Ce module place ce cycle au 3e rang des crues les plus faibles, après celles de 1983 et 1984 (tableau 26).

b) Allure générale de la crue 1987/88 à Kédougou

Les écoulements ont repris le 13 juin 1987. L'hydrogramme de crue a sensiblement le même aspect que celui de l'année précédente (fig.28). La pointe de crue est atteinte une première fois le 7 septembre à 436 m³/s, puis le 5 octobre à 582 m³/s, alors que la décrue semblait amorcée. Cette pointe est remarquable car le débit journalier est passé de 142 m³/s à 582 m³/s en une seule journée! Le module annuel est de 59 m³/s. Ce cycle, plus humide que le cycle précédent, fait encore partie des cycles les plus déficitaires de ce siècle.

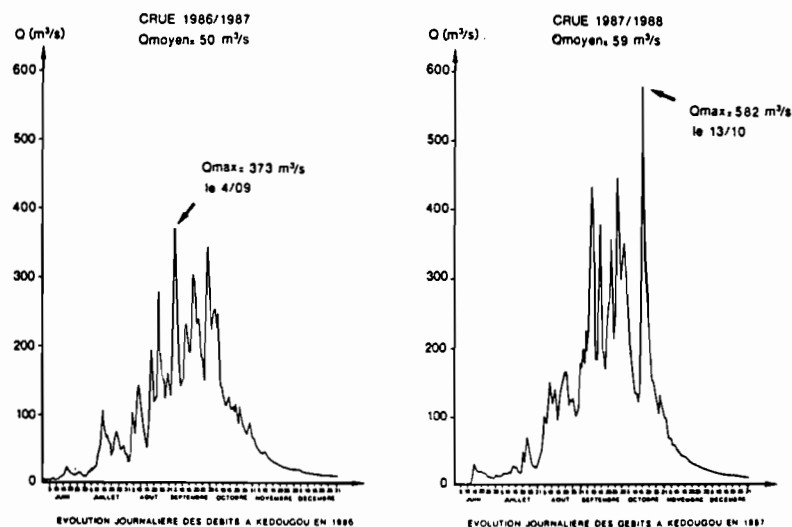


Fig.28 – Hydrogrammes des crues 1986/87 et 1987/88 de la Gambie à Kédougou

4. Les modalités de l'écoulement à l'intérieur du bassin

Les principaux tributaires sont la Dima, dont l'un des affluents majeurs est la Silamé, l'Oundou et la Liti. Les débits maxima enregistrés à leur confluence respective sont de 56,3 m³/s le 1/09/80 à Nianou pour la Dima, de 38,3 m³/s le 14/09/82 à Matakaou pour la Silamé, de 15,8 m³/s le 8/11/83 à Borokomé pour l'Oundou. Le tableau 27 reproduit les débits spécifiques calculés en plusieurs points du bassin à partir des débits enregistrés à Kédougou de 1970 à 1977 et de corrélations hydropluviométriques (GAC *et al.*, 1987 a). 43 % des écoulements de la Gambie à Kédougou proviennent de la Dima, 36 % de l'Oundou et 21 % de la Liti.

Tableau 27 – Modules spécifiques en différents sites du bassin versant supérieur de la Gambie

Cours d'eau	Exutoire	Superficie du bassin (km ²)	Débit spécifique (l/s/km ²)	Module annuel (m ³ /s)
LITI	confluent Gambie	1080	16,0	17,3
OUNDOU	confluent Gambie	1650	17,3	28,5
DIMA	confluent Oundou	1905	18,4	35,1
GAMBIE	en aval Oundou	3550	17,9	63,6
GAMBIE	en amont Liti	3870	16,8	65,0
GAMBIE	Kouncy	4950	16,6	82,3
GAMBIE	frontière Sénégal	7330	11,4	83,6
GAMBIE	Kédougou	7525	10,9	82,4

C – LA FALÉMÉ A SATADOUGOU

Satadougou se situe à la confluence de la Koïlakobé avec la Falémé, une quinzaine de kilomètres en aval de la station hydrologique de Fadougou. D'après les résultats de ROCHETTE (1974) enregistrés sur la période 1903–1964, la Koïlakobé semble représenter près de 25 % des écoulements de la Falémé à Satadougou. Sur la période 1979–1987, d'après le déficit pluviométrique, on estime le débit moyen annuel à 45 m³/s. La répartition mensuelle des écoulements est extrapolée à partir de celle enregistrée à Gourbassi, station située à 100 km en aval et sans grand affluent entre eux (tableau 28).

D – LE BAFING A DAKKA-SAÏDOU

Le Bafing à Dakka-Saïdou a parcouru 280 km. Son module annuel y est déjà relativement élevé : 288 m³/s sur la période 1903–1964 (ROCHETTE, 1974). Sur la période récente 1979–1987, l'écoulement est estimé en appliquant le coefficient de péjoration hydrologique enregistré à Dibia (50 %), station située à une centaine de kilomètres en aval. Le module annuel s'établit ainsi à 144 m³/s et le mois à plus fort débit (septembre) voit transiter 480 m³/s (tableau 28). Son seul affluent important est la Téné qu'il reçoit au km 120 en rive gauche. Aucune information n'existe sur la valeur de ses débits. D'après nos observations de terrain, on estime que, à la confluence Téné-Bafing, 30 % des écoulements proviennent de la Téné. A 40 km en aval de cette confluence (au bac de Balabory), le débit moyen annuel était de 230 m³/s en 1975, avec un maximum mensuel de 755 m³/s en septembre (ZILIOI et BRIVIO, 1986). Dans cette région, l'année 1975 peut être considérée comme une année moyenne du point de vue hydrologique ; on estime donc que, sur la période 1979–1987, le module annuel est de 115 m³/s (soit 9,9 l/s/km²), soit un débit moyen annuel pour la Téné de 35 m³/s.

E – LE TINKISSO A TINKISSO

Le Tinkisso à Tinkisso a parcouru 150 km. Sur la période 1955–1980, son module moyen annuel est de 75 m³/s (BRUNET-MORET *et al.*, 1986). En appliquant le même coefficient de péjoration hydrologique enregistré à Tiguibéry sur le Niger (0,67), le débit moyen de la période 1979–1987 s'établit à 50 m³/s (tableau 28). A Dabola, après 60 km de parcours, le module annuel est estimé pour cette période récente à 11 m³/s (8,7 l/s/km²).

Tableau 28 – Débits moyens mensuels aux exutoires du Fouta Djallon estimés sur la période 1979–1987 (en m³/s)

Cours d'eau	Station	JR	FR	MS	AL	MI	JN	JT	AT	S	O	N	D	Module	Q _s
FALEME	Satadougou	3	1	0	<u>0</u>	0	2	37	175	220	80	19	7	45	4,5
TINKISSO	Tinkisso	11	6	2,7	1,3	<u>0,7</u>	6	31	117	181	157	62	23	50	7,8
GAMBIE	Kédougou	7	2	0,6	0	<u>0</u>	9	66	208	258	121	32	14	60	8
BAFING	Dakkasaïdou	28	18	11	<u>8</u>	12	49	176	448	480	303	129	56	144	9,2
TOMINE	Gaoual	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	(150)	(16)
KONKOURE	Konkouré	46	25	12	<u>10</u>	24	101	384	<u>938</u>	753	414	218	85	251	25,3

Q_s : débit spécifique (l/s/km²) ; Q_{max} et Q_{min} sont en soulignés ; * valeur manquante ; valeur estimée entre parenthèses

F – LE KONKOURÉ A KONKOURÉ

Le module annuel du Konkouré à Konkouré est de $321 \text{ m}^3/\text{s}$ sur la période 1954–1978, d'après les relevés journaliers fournis par le Département Hydrologie de l'ORSTOM (JACCON, 1989). Or la péjoration pluviométrique actuelle dans cette région est de 78 % ; en appliquant ce coefficient comme péjoration hydrologique, on établit que le débit moyen annuel de la période 1979–1987 est de $251 \text{ m}^3/\text{s}$ (tableau 28). Le mois le plus humide est août alors que le mois le plus sec est avril. Dans ces régions, l'étiage absolu n'est jamais atteint ; le débit journalier minimum enregistré entre 1954 et 1978 est de $3 \text{ m}^3/\text{s}$ le 22/04/74. La pointe de crue maximum sur cette même période est de $2900 \text{ m}^3/\text{s}$ le 6/09/58.

G – LA TOMINÉ A GAOUAL

Nous ne possédons aucune information sur la nature des écoulements de la Tominé à Gaoual. D'après la situation géographique de ce bassin versant, sa superficie et la forme de son réseau hydrographique, le débit de la Tominé à Gaoual doit être intermédiaire entre celui de la Gambie à Kédougou et celui du Konkouré à Konkouré, c'est-à-dire de l'ordre de $150 \text{ m}^3/\text{s}$. Cette analyse correspond aux estimations régionales de l'écoulement de surface en Guinée données par SUTCLIFFE et PIPER (1986).

IV – CONCLUSIONS : LES BILANS HYDROLOGIQUES

L'équation du bilan hydrologique peut s'écrire : $P = E + DE$, où P est la lame d'eau moyenne précipitée, E la lame d'eau moyenne écoulée et DE le déficit d'écoulement. Le déficit d'écoulement est assimilable à l'évapotranspiration réelle (ETR) ; ce facteur est facilement déductible des résultats acquis dans les deux derniers chapitres.

Ainsi, sur l'ensemble du Fouta Djallon, pour une lame d'eau moyenne précipitée de 1380 mm/an et un écoulement moyen annuel de $700 \text{ m}^3/\text{s}$, soit une lame d'eau écoulée de 380 mm/an , ce qui représente un déficit d'écoulement global de 75 %, l'évapotranspiration réelle annuelle est de 1000 mm/an . Le bassin de la Falémé montre les conditions climatiques les plus sévères : il ne restitue que 12 % des eaux météoriques. Les bassins de la Gambie, du Tinkisso et du Bafing ont des comportements similaires : ils restituent à peine 20 % des eaux météoriques. Le bassin de la Tominé a un comportement intermédiaire entre les trois bassins précités et le bassin du Konkouré, dont le coefficient d'écoulement est de 50 % (tableau 29). Les deux bassins côtiers représentent 57 % des écoulements de surface du Fouta Djallon ; le bassin versant du Bafing 21 % et les trois bassins versant du Tinkisso, de la Gambie et de la Falémé se répartissent en parts égales les 22 % restants (fig.29).

En ce qui concerne les quatre stations principales du suivi géochimique, les stations de Bakel sur le Sénégal et de Kidira sur la Falémé ont les conditions climatiques les plus drastiques. A Siguiri, sur le Niger, 19 % des eaux météoriques sont restituées, et 27 % à Kankan sur le Milo (tableau 30). Cette faiblesse des écoulements a naturellement des répercussions sur l'abondance des flux de matières dissoutes et particulières.

Tableau 29 – Bilans hydrologiques du Fouta Djalon sur la période 1979-1987

Bassin Exutoire	FALEME Satadougou	GAMBIE Kédougou	TINKISSO Tinkisso	BAFING Dakka-S.	TOMINE Gaoual	KONKOURE Konkouré
P (mm)	1140	1376	1187	1313	1647	1612
Q (mm)	140	252	246	289	503	800
ETR (mm)	1000	1124	941	1024	1144	812
DE (%)	88	82	79	78	69	50

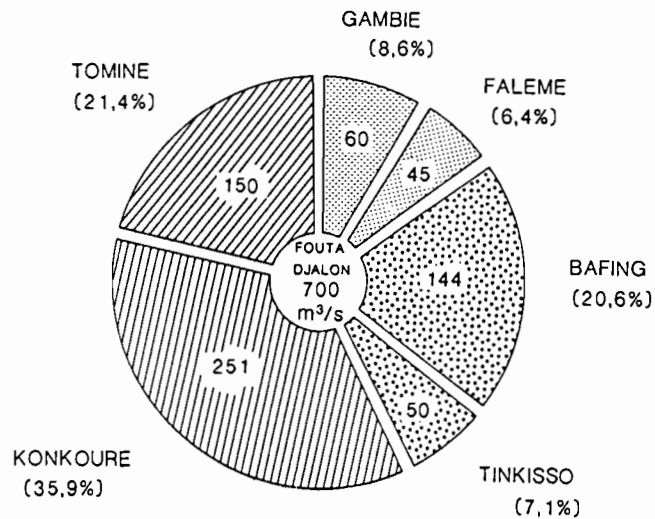


Fig.29 – Répartition des écoulements de surface dans le Fouta Djalon

Tableau 30 – Bilans hydrologiques du Sénégal et du Niger sur la période 1979-1987

Bassin Exutoire	SENEGAL Bakel	FALEME Kidira	NIGER Siguiri	MILO Kankan
P (mm)	685	874	1389	1628
Q (mm)	46	65	261	437
ETR (mm)	639	809	1128	1191
DE (%)	93	92	81	73

Troisième partie

FLUCTUATIONS CLIMATIQUES ET TRANSFERTS DE MATIÈRES

“L'alimentation en matières des milieux sédimentaires dépend de plusieurs facteurs géodynamiques et climatiques interdépendants, au rang desquels on trouve l'activité tectonique globale, la forme et la position des continents, la température moyenne, l'écoulement continental global et la teneur en gaz carbonique de l'atmosphère.”

Y. TARDY (1987)

Le cycle géochimique externe des éléments d'un bassin versant fait intervenir quatre réservoirs principaux qui sont l'atmosphère, la biosphère, le sol et la lithosphère (MEYBECK, 1984). Dans l'écosystème biosphère-sol, les entrées sont représentées par les dépôts secs et humides provenant de l'atmosphère, par les apports dus à l'érosion des roches de la lithosphère et par les échanges gazeux avec l'atmosphère. Ensuite, les éléments peuvent emprunter deux voies majeures pour sortir du bassin versant. La plus importante, et également la plus facilement quantifiable, est le transport par les rivières des matières dissoutes et particulaires. Mais une part non négligeable peut sortir par émission dans l'atmosphère, les entrées et les sorties par échanges gazeux s'équilibrant. Dans les deux parties précédentes, biosphère, sol et lithosphère ont été caractérisés. Il reste maintenant à décrire les apports atmosphériques, avant de présenter les flux de matières transportés par les eaux de surface. L'étape ultime de ce bilan des transferts de matières sera l'estimation de l'érosion et la modélisation de la dynamique de ce vieux paysage latéritique, à partir des paramètres hydroclimatiques et géochimiques.



Chapitre V

IMPORTANCE DES APPORTS ATMOSPHÉRIQUES, PLUIES ET AÉROSOLS DÉSERTIQUES

L'influence des apports atmosphériques sur la composition chimique des eaux de surface n'est plus à démontrer (DOUGLAS, 1968 ; GIBBS, 1970 ; MATHIEU, 1976 ; MEYBECK, 1983). L'importance relative de ces apports est accrue sur les bassins versants à substratum silicaté, car ces bassins livrent alors des eaux de surface très peu minéralisées (MANGIN *et al.*, 1966 ; MEYBECK, 1984).

Si les études complètes de la chimie des eaux de pluie des pays dits tempérés sont nombreuses, celles concernant les tropiques africains sont plus rares (MATHIEU et MONNET, 1971 ; MATHIEU, 1976 ; ROOSE, 1980 ; DELMAS et SERVANT, 1987 ; LACAUX *et al.*, 1987). Le climat et l'activité biologique de ces basses latitudes y créent pourtant des conditions d'apports atmosphériques fort différentes. De plus, l'atmosphère ne contient pas seulement des gouttelettes d'eau (les nuages au sens habituel), mais aussi des poussières dénommées lithométéores par les météorologues. Dans les déserts chauds (Sahara, Namibie, SW des Etats-Unis) ou froids (Alaska, Asie centrale, Chine), ces lithométéores y sont particulièrement fréquents, supplantant les nuages classiques au profit des brumes sèches, par suite de la plus grande aridité de l'air (MORALES,

1979 ; COUDÉ-GAUSSEN et ROGNON, 1983). Les apports atmosphériques peuvent donc se présenter sous deux formes. D'une part, ils peuvent être dissous ; ce sont les pluies *sensu stricto* et on parlera alors de dépôts humides. D'autre part, ils peuvent être particulaires ; on parlera alors de dépôts secs.

On se propose ici de faire un bilan géochimique des apports atmosphériques en zone continentale sahélo-soudano-guinéenne, limitée par le 10^e degré de latitude Nord. Au Sud de cette limite, la zone savane-forêt constitue un milieu naturel profondément différent et le bilan géochimique s'en trouve fortement modifié (DOMERGUE, 1980 ; DELMAS et SERVANT, 1987 ; LACAUX *et al.*, 1987).

I – LES EAUX DE PLUIE OU LES DÉPÔTS HUMIDES

A – PRÉSENTATION ET CRITIQUES DES RÉSULTATS ANALYTIQUES

Pour apprécier l'importance des apports en éléments chimiques par les précipitations, les eaux de pluie ont été collectées à Bakel en milieu continental sahélien lors de l'hivernage 1983, et à Kédougou en milieu continental soudano-guinéen lors de l'hivernage 1987. Ces deux campagnes de prélèvements rentrent dans le cadre de l'étude du comportement hydrogéochimique des grands bassins versants de la zone tropicale suivi par l'ORSTOM. Une première campagne de prélèvements avait eu lieu en 1981 (TRAVI *et al.*, 1987). Les protocoles d'échantillonnage adoptés au cours des hivernages 1983 et 1987 ont été les mêmes. Des entonnoirs à col étroit, surmontant des flacons teintés, ont fait office de pluvio-récepteurs. 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. Les analyses ont été effectuées sur des regroupements bi-hebdomadaires, une à plusieurs semaines après le prélèvement au Centre de Géochimie de la Surface du CNRS à Strasbourg (KREMPP, 1988).

Avant de présenter les résultats des analyses chimiques, il faut souligner la difficulté d'appréhension de la qualité chimique d'une eau de pluie ; elle résulte de son caractère d'eau très peu minéralisée et souvent mal tamponnée (BOURRIÉ, 1978). A la station de Kédougou, le taux de balance ionique dépasse largement 10 % lors des mois de juillet, août et septembre (tableau 31). Cet important déficit cationique est probablement dû au fait que les ions sulfate, nitrate, phosphate et ammonium n'ont pas été dosés. En effet, les résultats enregistrés à Bakel montrent que la balance ionique effectuée sur ces cinq espèces chimiques est toujours déficitaire en anions, le cation ammonium étant toujours largement représenté. Ainsi par analogie, on attribue le déficit de la balance ionique des eaux de pluie de Kédougou à ces ions non analysés, le principal responsable étant probablement l'ammonium.

B – DESCRIPTION DU FACIÈS CHIMIQUE DES PLUIES COLLECTÉES

Le pH : le pH a été mesuré au laboratoire et ne présente donc pas une grande signification. Au moment de l'analyse, les eaux sont proches de la neutralité.

La conductivité : la conductivité est donnée à la température de 20°C. Elle varie de 17 à 62 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à Bakel et de 12 à 26 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à Kédougou. A Bakel, les pluies de début et de fin de saison humide sont les plus minéralisées : la charge totale atteint 1,1 mmol/l au mois de juin lors des premières pluies et 0,8 mmol/l en octobre lors des dernières averses. A l'exception des ces deux extrêmes, les eaux de pluie sont très peu minéralisées. Par contre, les prélèvements effectués à Kédougou ne montrent aucune évolution nette. Cette différence de comportement entre les deux stations se retrouvera pour toutes les espèces chimiques.

Les anions HCO_3 , Cl et SO_4 : l'anion dominant est en général le bicarbonate ; sa concentration moyenne en milieu de saison des pluies évolue entre 80 et 180 $\mu\text{eq}/\text{l}$. De nouveau, on note à Bakel de fortes

Tableau 31 – Composition chimique mensuelle des pluies (en $\mu\text{eq/l}$) à Bakel en 1989 et à Kédougou en 1987

Station	BAKEL					KEDOUGOU				
Mois	JUI	JUL	AOU	SEP	OCT	JUI	JUL	AOU	SEP	OCT
Pp (mm)	73	25	172	38	12	36	267	183	242	206
NPp	4	1	9	5	3	2	19	17	15	9
pH _{labo}	7,2	7,3	6,8	6,8	7,2	6,7	6,4	6,7	6,5	6,4
Cond (μS)	62	29	19	25	48	13	15	23	24	20
HCO ₃ ⁻	415	123	80	75	235	82	96	178	93	88
Cl ⁻	118	63	61	84	122	13	14	24	34	83
SO ₄ ²⁻	40	64	28	44	66	<40	<40	<40	<40	<40
NO ₂ ⁻	57	<1	<1	<1	2	—	—	—	—	—
NO ₃ ⁻	35	12	9	19	31	—	—	—	—	—
PO ₄ ³⁻	11	3	1	10	14	—	—	—	—	—
Ca ²⁺	246	98	57	103	218	75	57	97	59	98
Mg ²⁺	194	22	15	26	46	16	12	23	16	20
K ⁺	78	12	8	16	40	3	5	14	14	37
Na ⁺	149	15	16	34	49	8	13	20	11	20
NH ₄ ⁺	1	110	70	46	109	—	—	—	—	—
H ₄ SiO ₄ ($\mu\text{mol/l}$)	40	4	3	8	20	8	2	6	5	15
Σanions	676	265	179	232	470	95	110	202	127	171
$\Sigma\text{cations}$	668	257	167	224	462	102	86	153	101	175
b.i.	8	8	12	8	8	-7	24	50	26	-5
τ (%)	1	3	7	3	2	-7	24	28	23	-3
TDS (mg/l)	52,7	18,9	12,4	16,2	35,1	7,9	8,2	15,3	9,4	13,3

Pp : pluie prélevée en mm ; NPp : nombre d'événements pluvieux ; Cond : conductivité en $\mu\text{S/cm}$ à 20 °C ; b.i. : balance ionique ; τ : taux de balance ionique ; TDS : minéralisation en mg/l

concentrations en début et fin de saison pluvieuse, contrairement à ce qui est enregistré à Kédougou où le maximum se produit en août. C'est l'ion dont les variations de concentration ont les plus grandes amplitudes. Le chlorure est bien représenté à Bakel où sa concentration peut être supérieure à celle du bicarbonate ; aux deux stations, sa teneur est relativement stable. Le sulfate n'a été déterminé qu'à Bakel car à Kédougou sa teneur est inférieure à 40 $\mu\text{eq/l}$, limite de détection de la méthode d'analyse utilisée. L'évolution de ses teneurs semble aléatoire ; la faible concentration du mois de juin, comparée aux fortes concentrations des autres espèces ioniques de ce mois, est remarquable.

Les cations Ca, Mg, K, Na : le calcium est de loin le cation dominant avec des teneurs parfois supérieures à la concentration en bicarbonate ; ses concentrations évoluent de 60 à 250 $\mu\text{eq/l}$ à Bakel, et de 60 à 100 $\mu\text{eq/l}$ à Kédougou. Les teneurs en Mg, K, Na sont du même ordre de grandeur ; elles évoluent entre 10 et 20 $\mu\text{eq/l}$ à Kédougou, et entre 10 et 50 $\mu\text{eq/l}$ à Bakel, exception faite à cette station des concentrations anormalement élevées du mois de juin. Le potassium est généralement le cation le moins abondant.

La silice : la silice est faiblement représentée, à l'exception des deux événements remarquables enregistrés à Bakel en début et fin de saison pluvieuse.

Les ions NO₂, NO₃ et NH₄ : ces ions n'ont été dosés que sur les échantillons de Bakel. Le nitrite n'apparaît que lors des deux mois exceptionnels de début et fin de saison des pluies ; le nitrate et l'ammonium sont toujours présents. Les concentrations en ammonium sont importantes et leur évolution (décroissance des teneurs jusqu'au milieu de saison des pluies puis augmentation) est en opposition avec celles des autres éléments.

Le phosphate : analysé uniquement sur les eaux de pluie provenant de Bakel, cet ion est présent sous forme de traces (de 1 à 14 $\mu\text{eq/l}$).

C – ÉVOLUTION COMPARÉE DES DIFFÉRENTES ESPÈCES CHIMIQUES

Malgré le petit nombre d'échantillons de pluie prélevés, la matrice de corrélations linéaires entre les différentes espèces chimiques, la quantité de pluie prélevée P_p , le nombre d'événements pluvieux NP_p et la conductivité est établie à partir des huit lots bi-hebdomadaires analysés. Seuls les coefficients de corrélation pour lesquels la probabilité de non-signification est de 0,01 % ont été retenus (soit $r > 0,96$). A la station de Kédougou, aucune corrélation significative n'apparaît. En revanche, à Bakel, dix couples montrent des évolutions comparables : (Cond, Ca), (Cond, HCO_3), (NO_3 , Cl), (NO_3 , Ca), (H_4SiO_4 , K), (H_4SiO_4 , Na), (K, Na), (H_4SiO_4 , HCO_3), (K, HCO_3) et (Na, Mg). Il est remarquable de constater qu'aucune variable descriptive de la chimie des pluies n'est corrélée avec la quantité de pluie ou le nombre d'événements pluvieux. TRAVI *et al.* (1987) font la même constatation sur les prélèvements effectués lors de l'hivernage 1981. Le bicarbonate et le calcium sont corrélés à la conductivité puisque ces deux ions forment la majeure partie de la charge dissoute des pluies. Le nitrate est lié au chlorure et au calcium. La silice, le potassium et le sodium évoluent de manière identique ; mais alors que silice et potassium sont tous deux corrélés au bicarbonate, le sodium est lié au magnésium.

D – DISCUSSION

De cette brève description, il ressort que l'évolution de la chimie des eaux de pluie suit deux comportements différents aux stations de Bakel et Kédougou, situées dans deux zones climatiques voisines.

A Bakel en milieu sahélien, la saison des pluies dure de juin à octobre ; tout le cycle pluvieux a donc été échantillonné. La charge dissoute totale varie de 12 à 53 mg/l, soit dans un rapport de 1 à 4. Toutes les espèces chimiques (à l'exception de NH_4) ont un comportement analogue : leur teneur diminue du début au milieu de la saison des pluies, puis augmente. Cette évolution mensuelle cyclique des différents paramètres mesurés à Bakel met en évidence l'existence d'un phénomène de concentration dû à l'évaporation des eaux de pluie en cours de chute. Un tel effet d'évaporation a été reconnu en différentes stations des zones tropicales par la mesure du deutérium et de l'oxygène 18 (YURTSEVER et GAT, 1981). TRAVI *et al.* (1987) rappellent les résultats obtenus à Bamako, station sahélienne du réseau OMM-AIEA, qui confirment que les précipitations sur l'intérieur de la zone sahélienne sont profondément modifiées par l'évaporation. En début et fin d'hivernage où les températures de l'air sont les plus élevées, ce phénomène est plus marqué. Cependant, le calcul des rapports ioniques X_i/Cl (tableau 32) montre qu'il ne suffit pas à expliquer les fortes teneurs de juin et d'octobre. En effet, il est généralement admis que le chlorure est exclusivement d'origine marine ; ainsi les rapports ioniques X_i/Cl permettent-ils de caractériser les différentes sources des masses nuageuses apportant les pluies (SAVENKO, 1976 ; MEYBECK, 1984). Or, à Bakel, les différents rapports X_i/Cl du mois de juin sont nettement supérieurs à ceux des autres mois ; le même constat, à un degré moindre, peut être fait pour les mois de juillet et octobre. Ainsi, surtout en début d'hivernage, il existe une autre source d'apports en éléments chimiques attribuable au phénomène de "self-cleaning of the atmosphere" que PETRENCHUK et SELEZNEVA (1970) ont mis en évidence en URSS : les premiers événements pluvieux nettoient l'atmosphère de toutes ses impuretés ; en fin de saison des pluies, l'espacement plus long entre les événements pluvieux laisse à l'atmosphère le temps de "se salir" avant qu'une nouvelle pluie vienne la "nettoyer". Cette interprétation est confirmée par les fortes teneurs en silice enregistrées en juin et octobre.

A Kédougou en milieu soudano-guinéen, la saison des pluies est plus longue : elle s'étend de mai à octobre. Les premières averses de mai n'ont pas été collectées, ce qui peut expliquer l'absence d'un premier signal pluie fortement chargé analogue à celui enregistré en juin à Bakel. L'évolution des teneurs des différents éléments chimiques suit ici un schéma désordonné, à l'exception du chlorure qui augmente du début à la fin de l'hivernage. On en déduit que plusieurs zones-sources alimentent les masses nuageuses amenant les pluies

Tableau 32 – *Rapports mensuels X_i/Cl des éléments chimiques majeurs X_i (exprimés en équivalent) des eaux de pluie collectées à Bakel et Kédougou*

Station	BAKEL					KEDOUGOU					(1)
Mois	JUI	JUL	AOU	SEP	OCT	JUI	JUL	AOU	SEP	OCT	–
SO ₄ /Cl	0,34	1,02	0,46	0,52	0,54	–	–	–	–	–	0,354
HCO ₃ /Cl	3,52	1,95	1,31	0,89	1,93	6,31	6,86	7,42	2,73	1,06	0,023
Ca/Cl	2,09	1,56	0,93	1,23	1,79	5,77	4,07	4,04	1,73	1,18	0,134
Mg/Cl	1,64	0,35	0,25	0,31	0,38	1,23	0,86	0,96	0,47	0,24	0,213
K/Cl	0,66	0,19	0,13	0,19	0,33	0,23	0,36	0,58	0,41	0,45	0,032
Na/Cl	1,26	0,24	0,26	0,40	0,40	0,61	0,93	0,83	0,32	0,24	0,910

(1) : rapports X_i/Cl de l'atmosphère issue de l'océan Atlantique (SAVENKO, 1976)

à Kédougou. Les rapports X_i/Cl confirment cette hypothèse et permettent de distinguer deux périodes : de juin à août et de septembre à octobre (tableau 32). Enfin, des mesures de deutérium et d'oxygène 18 dosés sur les eaux de pluie de juillet et août 1981 à Tambacounda, station située à 200 km au NW de Kédougou, montrent qu'au coeur de la saison des pluies les précipitations ne subissent pas d'évaporation en cours de chute. Ceci implique qu'à l'échelle mensuelle les variations de la chimie des pluies sont uniquement dues à des effets de source (TRAVI *et al.*, 1987). Un autre type de perturbation due à la couverture végétale peut également intervenir à cette latitude. Kédougou se situe en milieu de savane arbustive, à la limite septentrionale des hauts plateaux du Fouta Djallon d'où viennent les masses nuageuses. Dans cette région, le couvert végétal, réduit en juin, prend vite une grande extension. Les apports chimiques des pluies peuvent donc être fortement influencés par les échanges atmosphère-végétation (ROOSE, 1980 ; DOMERGUE, 1980 ; LEWIS, 1981 ; STALLARD et EDMOND, 1981 ; MEYBECK, 1983 ; DELMAS et SERVANT, 1987 ; LACAUX *et al.*, 1987 ; LACAUX et DELMAS, 1989). D'après ROOSE (1980), les concentrations en potassium, magnésium et bicarbonate sont sous couvert végétal multipliées respectivement de 4 à 10, 1 à 5 et 1,5 à 4, les autres espèces chimiques étant concentrées dans de moindres proportions.

E – COMPARAISON AUX DONNÉES BIBLIOGRAPHIQUES

L'information disponible sur la qualité chimique des eaux de pluie en Afrique de l'Ouest est restreinte. MEYBECK (1984), dans son travail de collecte de données mondiales, ne fournit aucune analyse concernant le continent africain. MATHIEU (1976), puis ROOSE (1980), ont quantifié les apports chimiques dus aux eaux de pluie en Côte d'Ivoire. LEWIS (1981) compare ses résultats obtenus au Venezuela avec ceux de THORNTON (1965) qui a collecté mensuellement les eaux de pluie à trois stations de Gambie en 1963. Pour pouvoir comparer tous ces résultats, la composition chimique moyenne des pluies de Kédougou et de Bakel a été calculée en pondérant la composition chimique de chaque mois par la pluviométrie correspondante. Pour la station de Kédougou, les concentrations en sulfate, nitrate et phosphate ont été estimées à partir de celles mesurées à la station analogue de Korhogo (ROOSE, 1980) ; ensuite, la concentration en ammonium a été arbitrairement fixée, afin que la balance ionique soit équilibrée (tableau 33).

La charge dissoute totale annuelle est de 22,5 mg/l à Bakel et de 13,5 mg/l à Kédougou. La forte charge annuelle enregistrée à Bakel est due aux premières pluies qui sont fortement minéralisées ; en faisant abstraction des cas extrêmes, la pluie à Bakel a une charge dissoute totale de 15 mg/l. Ces résultats sont légèrement inférieurs à ceux publiés par TRAVI *et al.* (1987) sur les mêmes stations (de 1 à 2 mg/l de différence), avec une répartition sensiblement identique entre les différentes espèces chimiques. Nos prélèvements sont légèrement moins chargés en bicarbonate et calcium. Par contre, ils sont plus chargés en sulfate, nitrate et surtout en ammonium ; ces fortes teneurs correspondent aux résultats de LEWIS (1981). Enfin, il existe également une bonne concordance avec ceux obtenus par ROOSE (1980) en Côte d'Ivoire et au Burkina Faso,

Tableau 33 – Composition chimique moyenne des pluies (en mg/l) en différentes stations continentales d'Afrique de l'Ouest

Auteur	ORANGE ¹			TRAVI ²			LEWIS ³	ROOSE ⁴			MATHIEU ⁵		MEYBECK ⁶
Station	BAK	BAK*	KED	BAK*	KED	TAM	Gambie	ADI	KOR	SAR	LOS	AMI	Monde
D (km)	540	—	380	540	380	520	—	30	480	900	600	80	—
Milieu	sah	—	sou	sah	sou	sou	sou	gui	gui	gui	gui	gui	—
Période	1983	—	1987	1981	1981	1981	1963	71/75	71/75	71/75	63/68	63/68	—
P (mm)	402	—	1107	531	1305	568	500	1700	1200	700	1400	1300	1000
pH	7,0	6,9	6,5	6,5	6,3	6,2	—	6,7	6,0	—	5,0	5,9	—
Cond(μS)	31	23	19	28	22	14	—	20	15	11	6	5	—
Cl ⁻	2,7	2,3	1,2	1,9	1,5	0,7	2,2	2,1	0,3	0,3	1,0	1,1	2,6
SO ₄ ²⁻	2,0	2,0	(1,0)	0,9	0,6	0,7	4,6	1,2	1,0	1,6	0,6	0,8	1,4
HCO ₃ ⁻	9,5	5,6	6,5	8,2	8,3	7,4	(0,6)	(4,3)	(4,8)	(4,3)	—	—	—
NO ₂ ⁻	0,5	0,0	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,005
NO ₃ ⁻	1,0	0,7	(0,5)	—	—	—	1	0,3	0,5	—	—	—	0,175
PO ₄ ³⁻	0,2	0,1	(0,3)	—	—	—	0,1	0,3	0,3	0,8	<0,1	<0,1	0,005
Ca ²⁺	2,2	1,5	1,5	2,9	2,8	1,6	0,5	1,8	1,9	2,1	<1	<1	0,3
Mg ²⁺	0,6	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,6	0,4	0,1	0,3	<0,1	<0,1	0,3
K ⁺	0,9	0,4	0,6	0,4	0,5	0,2	0,4	0,3	0,2	0,4	<0,5	<0,5	0,1
Na ⁺	1,0	0,4	0,3	0,9	0,6	0,7	0,4	0,8	0,3	0,1	<0,5	<0,5	1,5
NH ₄ ⁺	1,2	1,4	(1,0)	0,03	0,02	0,04	1,2	0,2	0,3	—	—	—	0,225
SiO ₂	0,7	0,2	0,4	0,7	0,6	1,5	(0,3)	0,7	0,7	0,7	1,5	<1	0,3
TDS	22,5	15,0	13,5	16,2	15,9	13,3	11,9	12,4	10,4	>11	>5	>5	>7

1 : ORANGE *et al.*, 1990 ; 2 : TRAVI *et al.*, 1987 ; 3 : LEWIS, 1981 ; 4 : ROOSE, 1980 ; 5 : MATHIEU, 1976 ; 6 : MEYBECK, 1984. Stations du Sénégal : Bakel (BAK, pour BAK* les mois de juin et octobre ne sont pas pris en compte), Kédougou (KED), Tambacounda (TAM) ; Côte d'Ivoire : Adiopodoumé (ADI), Korhogo (KOR), Losérigué (LOS), Amitioro (AMI) ; Burkina Faso : Saria (SAR). D : distance à l'océan ; sah : milieu sahélien à steppe ; sou : milieu soudanien à savane ; gui : milieu guinéen à forêt. Les valeurs entre parenthèses sont estimées

exception faite de l'ammonium dont les teneurs varient d'un auteur à l'autre. Ceci est lié au fait que cet ion est difficile à conserver dans les eaux.

Il existe donc une signature chimique de la pluie, caractéristique du domaine continental sahélo-soudano-guinéen d'Afrique occidentale (fig.30). Les eaux de pluie y sont bicarbonatées, calciques, non acides et fortement minéralisées par rapport à la moyenne mondiale. Plus au Sud, en forêt tropicale, le caractère acide des pluies dû aux feux de brousse est très marqué et modifie largement le bilan géochimique (LACAUX *et al.*, 1987 ; BONSANG et LAMBERT, 1989 ; LACAUX et DELMAS, 1989 ; NGUYEN *et al.*, 1989).

II – LES POUSSIÈRES ATMOSPHÉRIQUES OU LES DÉPÔTS SECS

Devant l'ampleur croissante des phénomènes de brumes sèches et de vents de sable occultant fréquemment le ciel au-dessus du Sénégal, l'ORSTOM a dès 1984 mis en place un réseau d'échantillonnage. Les premiers résultats ont déjà donné lieu aux publications de GAC (1985), ORANGE *et al.* (1986), GAC *et al.* (1986), GAC (1987), ORANGE et GAC (1990a) et ORANGE *et al.* (1990). Les résultats quantitatifs concernent les stations de : Dakar de 1984 à 1989, Mbour en 1986 et 1987, Pété en 1986, Ngnith en 1988 et 1989, Kédougou en 1987 (fig.31).

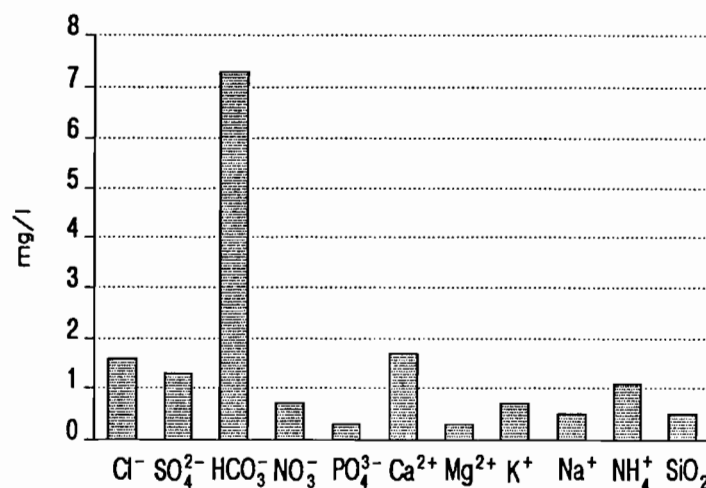


Fig.30 – Faciès géochimique des pluies en domaine continental sahélo-soudano-guinéen d'Afrique occidentale

A – BRÈVE DESCRIPTION DU PHÉNOMÈNE

Le transport d'aérosols particuliers désertiques est un phénomène classique dans cette zone géographique et de nombreux travaux en ont montré l'importance (WINDOM, 1969 ; CHESTER et JOHNSON, 1971 ; BERTRAND, 1976 et 1977 ; MORALES, 1979 ; PROSPERO, 1979 ; DOMERGUE, 1980 ; SCHÜTZ, 1980 ; PROSPERO

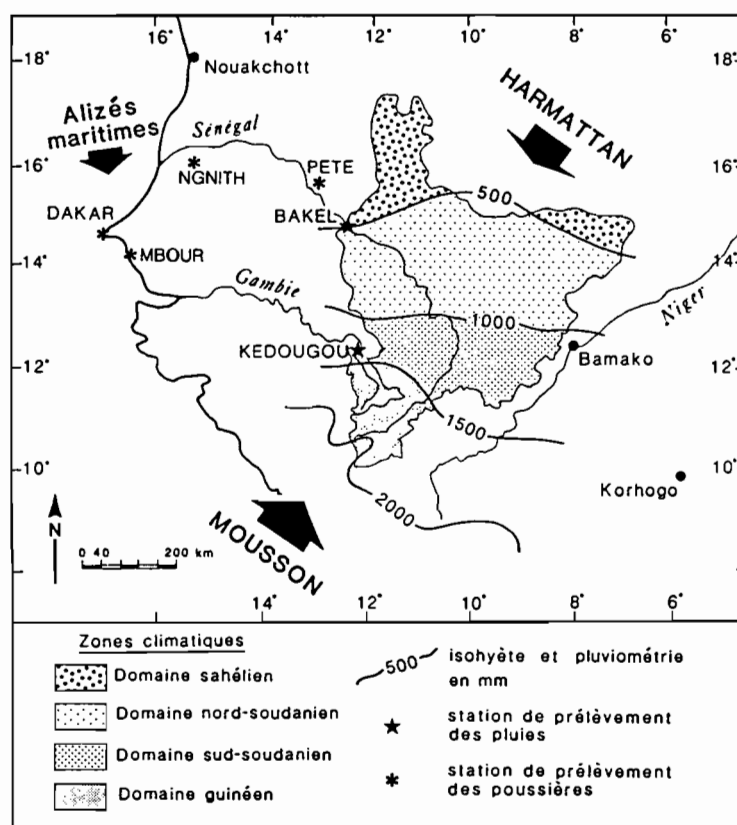


Fig.31 – Localisation des stations d'étude des apports atmosphériques

et al., 1981 ; MCTAINSCH *et al.*, 1982 ; COUDÉ-GAUSSEN *et al.*, 1983 ; DEEPAK *et al.*, 1983 ; UEMATSU *et al.*, 1983 ; FENN *et al.*, 1984 ; GAC *et al.*, 1984 ; GAC, 1985 ; D'ALMEIDA, 1986 ; GAC *et al.*, 1986 ; MIKLISHANSKIY *et al.*, 1986 ; TSOAR *et al.*, 1987 ; BERGAMETTI, 1987 ; TANRÉ *et al.*, 1988a ; PYE, 1989 ; LEGRAND, 1990 ; ORANGE *et al.*, 1990a). Les zones-sources sont les régions arides et semi-arides qui couvrent environ 30 % de la surface continentale terrestre. Les deux plus importantes sont le Sahara et le désert d'Asie centrale (RAHN *et al.*, 1979). Les distances parcourues par ces poussières peuvent être supérieures à 5000 km (BETZER *et al.*, 1988) ; à partir du Sahara, elles traversent l'Atlantique en 4-5 jours (SAVOIE *et al.*, 1976 ; PROSPERO *et al.*, 1981).

Le Sahara est le plus grand pourvoyeur de poussières du globe (COUDÉ-GAUSSEN *et al.*, 1983). Les poussières sahariennes arrachées aux sols et aux roches effectuent dans l'atmosphère un déplacement et un séjour plus ou moins long avant de se déposer et de constituer de nouveaux sédiments. TSOAR *et al.* (1987) estiment que le taux critique d'accumulation de poussières nécessaire à la formation de loess se situe entre 0,5 et 1 mm/an selon le climat. Vers le Sud, l'agent de transport est l'harmattan (alizé continental chaud et sec de direction NE-SW à E-W) qui répand les poussières principalement sur le Sahel et la zone de savane (fig.32). Plus loin vers les basses latitudes, l'air saharien s'élève au-dessus du coin d'air tropical humide issu du golfe de Guinée (mousson), créant une brume sèche en altitude, phénomène bien connu et fort redouté en aéronautique ; les particules les plus grosses n'ayant pas pu s'élever tombent avec la pluie (D'ALMEIDA, 1986). Les poussières font donc partie des cycles d'échange de matières entre les grands réservoirs naturels que constituent la lithosphère, l'hydrosphère, la biosphère et l'atmosphère. Les océans reçoivent 25 à 75 % de leur phase détritique à partir des retombées de poussières atmosphériques (WINDOM, 1969). Mais leur rôle est longtemps passé inaperçu à côté du cycle de l'eau parce que leur domaine géographique est éloigné des régions tempérées où, historiquement, les recherches de climatologie et des Sciences de la Terre, susceptibles de les étudier, ont pris leur essor.

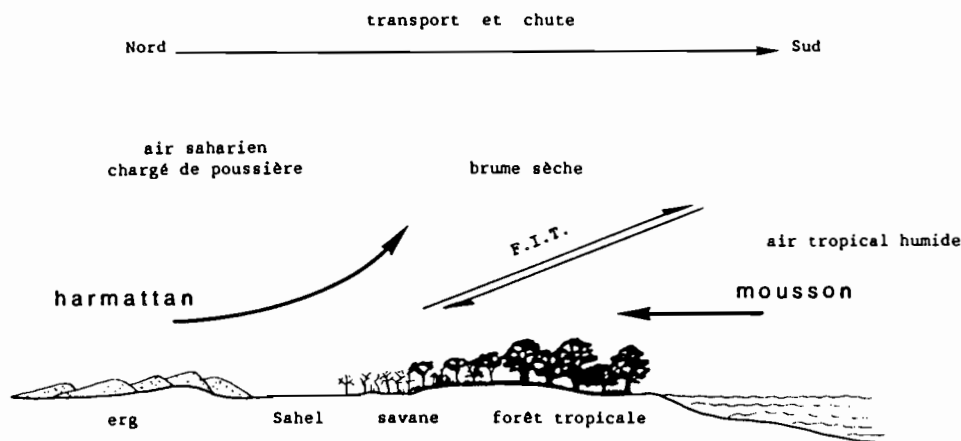


Fig.32 – Schéma de circulation des poussières atmosphériques en Afrique occidentale (d'après COUDÉ-GAUSSEN *et al.*, 1983)

D'ALMEIDA (1986) a identifié quatre zones-sources principales à partir des cartes d'érosion des sols publiées par l'ONU (fig.33). La première s'étend du Sahara espagnol au Nord de la Mauritanie ; la seconde est localisée à l'intérieur du triangle formé par le Hoggar, l'Adrar des Iforas et l'Aïr (NE de Gao) ; la troisième source est située au NE de la zone précédente, dans le Nord du Niger sur le flanc ouest du Tibesti ; enfin, la quatrième source se trouve dans la partie nord du Soudan. De nombreuses autres sources secondaires existent, mais leur productivité semble relativement négligeable. Le fonctionnement relatif de ces zones-sources est fonction de la saison. En été, elles sont situées au Nord et les trajectoires d'expulsion de poussières sont de direction E-W ; par contre, en hiver, elles se trouvent plus au Sud et les trajectoires d'expulsion sont alors NE-SW (JANKOWIACK *et al.*, 1992).

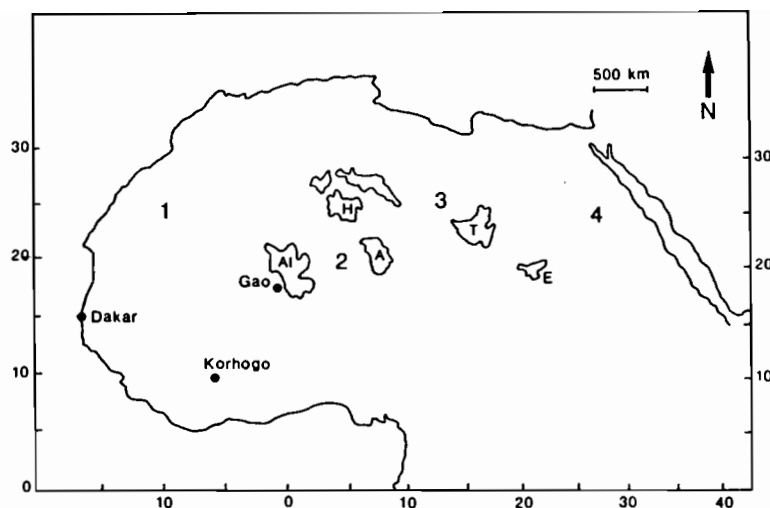


Fig.33 – Localisation des zones-sources principales de poussières sahariennes (1 : Sahara espagnol et Nord Mauritanie ; 2 : Hoggar, Adrar des Iforas et Air ; 3 : Nord Niger et Tibesti ; 4 : Nord Soudan) (d'après D'ALMEIDA, 1986)

B – MÉTHODE D'ÉTUDE

1. Diversité des techniques d'échantillonnage

Actuellement, les données quantitatives sur les aérosols désertiques se présentent sous diverses formes. Pour permettre la comparaison de tous ces résultats, il est important désormais d'uniformiser la méthode de mesure. En effet, il existe de nombreuses techniques d'échantillonnage, certaines pouvant être très complexes (STEEN 1979 a ; GOODMAN *et al.*, 1979 ; BERGAMETTI, 1987 ; COUDÉ-GAUSSSEN, 1989). Cette grande diversité tient à deux raisons principales : l'étude des lithométéores est une science jeune et il faut du temps pour normaliser les méthodes de prélèvement, mais surtout c'est un domaine qui concerne deux disciplines scientifiques. Les météorologues s'intéressent aux concentrations de poussières en suspension dans l'atmosphère, alors que les géologues, les pédologues et les agronomes veulent quantifier les dépôts de poussières au sol. Deux types de techniques d'échantillonnage sont donc utilisés. Cependant, étant donné la grande importance que revêtent les poussières atmosphériques sur le fonctionnement des climats et la circulation aérienne, ce sont les météorologues qui ont été les premiers à étudier ce phénomène ; aussi leur méthode de prélèvement est-elle la plus couramment utilisée. Elle consiste à collecter les poussières éoliennes sur filtres millipores par aspiration d'un volume d'air mesuré par compteur ; les données sont alors exprimées en $\mu\text{g}/\text{m}^3$. Par contre, les techniques mesurant exclusivement les dépôts de poussières au sol utilisent toutes sortes de surfaces naturelles ou artificielles pour piéger les poussières ; les données sont alors exprimées en mg/m^2 (STEEN, 1979 b). Parmi ces techniques, un appareil simple et facile à confectionner est proposé. Il permettrait une installation rapide et peu onéreuse d'un grand réseau d'observation tout autour du Sahara, qui est la zone-source principale d'aérosols terrigènes à l'échelle mondiale.

2. Description de l'appareil de mesure utilisé : le capteur pyramidal

Le capteur d'aérosols consiste en une cuve pyramidale renversée, de plexiglass, de 40 cm de profondeur avec une surface de réception de $0,25 \text{ m}^2$ (fig.34), placée à 5 m au-dessus du sol. Le capteur est lavé quotidiennement à heure fixe, à l'eau distillée, pour récupérer les poussières déposées dans la cuve. Ensuite, au laboratoire, les poussières sont recueillies par filtration sur filtres millipores de $0,45 \mu\text{m}$ de porosité puis séchées à 70°C et pesées. Cette méthode ne prend en compte que la fraction insoluble des dépôts atmosphériques secs et humides ; pour obtenir des informations sur la fraction soluble, il suffit d'analyser le filtrat.

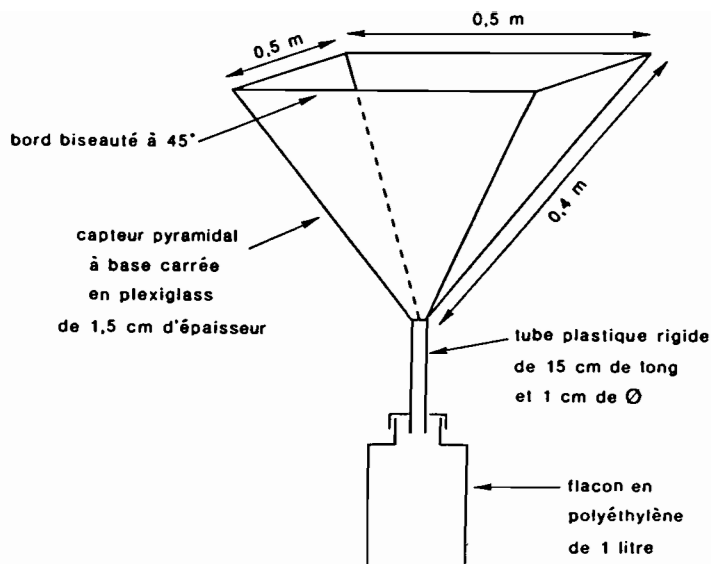


Fig.34 – Schéma du capteur pyramidal

3. Comparaison des résultats obtenus avec une méthode classique

a) Présentation des mesures utilisées

A Mbour, de janvier à mai 1986, conjointement à une mission CNRS-CNES de mesures d'épaisseur optique de l'atmosphère (TANRÉ *et al.*, 1988 b), le capteur pyramidal a été couplé avec une pompe aspirante classique de type Millipore, fonctionnant 23h/24h, de 18 h à 17 h le lendemain (ORANGE *et al.*, 1986). Le volume d'air aspiré à travers un filtre circulaire de 35 mm de diamètre est de l'ordre de 20 m³/jour. Les filtres sont pesés après passage à l'étuve, les résultats sont exprimés en µg/m³.

b) Comparaison des variations journalières enregistrées par les deux types d'appareils

La forme des deux courbes d'évolution journalière enregistrées par les deux types d'appareils utilisés à Mbour est sensiblement la même (fig.35). Les différentes pulsations enregistrées par le capteur pyramidal le sont également par le dispositif aspirant. Pour ce dernier système, l'amplitude des pics est moins importante et certains sont écrêtés. En effet, ce système présente un inconvénient majeur : le colmatage rapide des pores de la membrane filtrante. Ceci entraîne une réduction du volume d'air aspiré dans des proportions indéterminables, et donc une saturation de la quantité de poussières mesurée. Ce phénomène explique, par exemple, l'absence de pics de la deuxième moitié d'avril, alors que le capteur pyramidal a enregistré de grandes variations mesurées également à Dakar. Ainsi, le système gravitaire à dispositif pyramidal, malgré son côté rudimentaire, mesure bien le dépôt de poussières se produisant à l'échelle régionale.

c) Comparaison des quantités de poussières déposées au sol

A partir des mesures effectuées par le système aspirant, le flux de dépôt s'exprime par la formule : $\Phi = Wd.C$, où Wd est la vitesse de transfert du fluide vers le bas (la masse d'air) et C sa concentration mesurée en µg/m³. Les analyses granulométriques ont montré que la taille moyenne des poussières collectées était de l'ordre de 10 à 15 µm (GAC *et al.*, 1986). Pour des aérosols de cette dimension, la vitesse moyenne de transfert oscille autour de 2 cm/s pour un couvert végétal d'herbes hautes et fines, caractéristique d'une zone de savane (HICKS, 1976 ; DOMERGUE, 1980). Cette valeur permet d'estimer le flux de dépôt à 264 ± 38 mg/m² sur les cinq mois testés, alors que le capteur pyramidal donne une moyenne de 285 ± 29 mg/m². Ces deux résultats

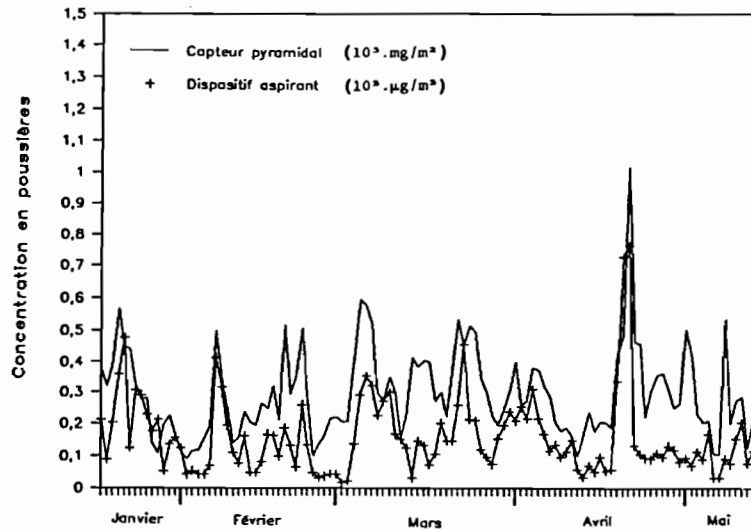


Fig.35 – Evolutions journalières comparées du dépôt de poussières atmosphériques mesuré par le capteur pyramidal (en mg/m^2) et de la concentration en poussières par un dispositif aspirant classique (en $\mu\text{g}/\text{m}^3$) à Mbour en 1986

sont concordants. La relation exprimant le dépôt de poussières $F_{p(m)}$ mesuré par le capteur pyramidal en fonction du flux $F_{p(e)}$ estimé à partir des mesures du dispositif aspirant est la suivante : $F_{p(m)} = 1,06.F_{p(e)}$. Le coefficient de régression linéaire calculé sur 120 observations est très hautement significatif ($r = 0,79$).

Le capteur pyramidal fournit donc une bonne estimation du dépôt de poussières au sol. Il est normal que le système aspirant donne un résultat légèrement inférieur, puisque ce dernier peut facilement se colmater lors des grands événements d'expulsions de poussières, qui ont cependant une signification régionale puisqu'ils ont été enregistrés à Mbour et à Dakar.

4. Homogénéité régionale des mesures effectuées par le capteur pyramidal

L'évolution journalière des dépôts de poussières est une série de pulsations (fig.36). Chaque pic enregistré à Dakar l'est également à Mbour ; ce phénomène est très net en saison sèche ; en saison des pluies, les masses nuageuses perturbent le système et les phénomènes locaux prennent de l'importance, expliquant ainsi les différences de comportement certaines journées entre les deux stations. L'intensité des dépôts mesurée aux deux stations est quasi équivalente durant pratiquement toute l'année, à l'exception des mois de décembre à mars, en pleine saison sèche : les dépôts à Dakar sont alors presque deux fois plus importants. Le calage des différents pics enregistrés aux deux stations sur 24 mois confirme que le capteur pyramidal enregistre un phénomène régional de dépôt de poussières et non des influences locales dépendantes du site choisi.

5. Conclusion

La comparaison des résultats acquis par le capteur pyramidal sur deux stations différentes peu éloignées géographiquement et dans des sites analogues a montré que cet appareil mesurait bien un phénomène régional de dépôt de poussières au sol et non des perturbations locales. Ensuite, la comparaison, sur un même site, des résultats obtenus par le capteur pyramidal avec ceux obtenus par le dispositif aspirant, confirme la réalité des différentes pulsations journalières enregistrées. Enfin, la comparaison quantitative de ces données a montré que le capteur pyramidal donne une bonne estimation de la quantité de poussières déposées au sol. Néanmoins, aucun de ces systèmes ne permet de calculer la quantité de poussières remobilisées. Le dépôt ainsi mesuré est donc certainement surévalué. Ce système d'échantillonnage, malgré son côté rudimentaire

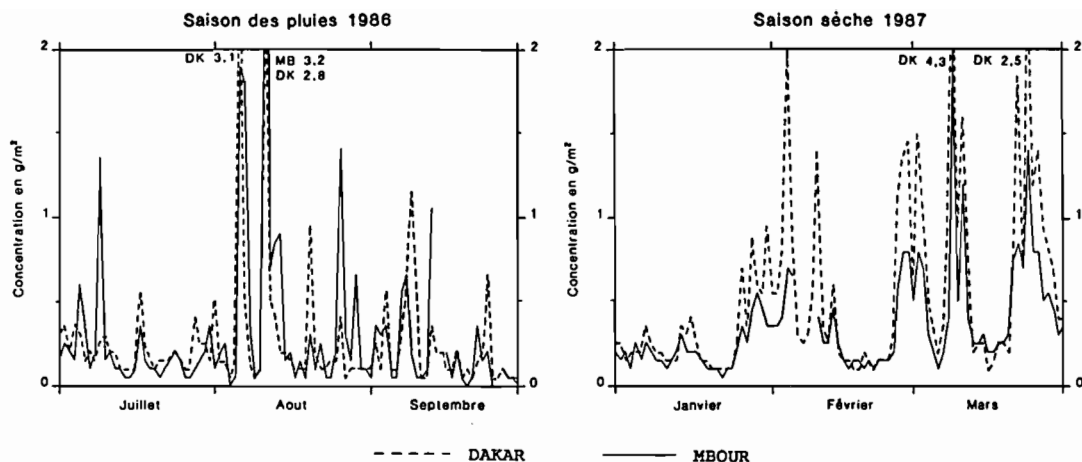


Fig.36 – Evolutions journalières comparées des dépôts de poussières atmosphériques à Dakar et à Mbour enregistrés par le capteur pyramidal en saison des pluies et saison sèche

qui est aussi l'un des ses atouts, semble être le mieux adapté aux conditions de terrain difficiles telles que les zones arides et semi-arides, où les concentrations en poussières sont extrêmement variables (ORANGE *et al.*, 1990).

C – BILAN QUANTITATIF

Maintenant que les mesures effectuées à l'aide du capteur pyramidal ont été validées, les résultats quantitatifs obtenus aux diverses stations sont discutés. Bien que Dakar ne soit pas une station d'étude idéale à cause de l'influence anthropique, elle a été choisie pour la facilité d'obtention des résultats qu'elle permet, et surtout pour l'importance et la fiabilité des données météorologiques qui la concernent.

1. Présentation des mesures

Comme sur l'ensemble de l'Afrique occidentale (D'ALMEIDA, 1986 ; JANKOWIACK et TANRÉ, 1992 ; PROSPERO *et al.*, 1981), les dépôts les plus élevés sont caractéristiques des premiers mois de l'année (de janvier à juin) et les plus faibles s'observent pendant la saison des pluies. A Dakar, la moyenne interannuelle journalière est de $0,54 \text{ g/m}^2/\text{jour}$, ce qui correspond à un dépôt annuel de $200 \text{ g/m}^2/\text{an}$. Au milieu de la saison humide, de juillet à septembre, les dépôts de poussières sont de $0,26 \text{ g/m}^2/\text{jour}$; ils ont des valeurs intermédiaires aux mois de juin et octobre (tableau 34). Les apports de poussières ont souvent été ignorés durant la saison humide ; ils représentent pourtant, de juin à octobre, 25% des retombées annuelles. Sur les six années de mesures effectuées à Dakar, le dépôt journalier maximal (enregistré le 23 mai 1984) est de $10,6 \text{ g/m}^2$. Les deux cycles hydrologiques les plus secs du fleuve Sénégal (1983 et 1984) ont précédé les deux années les plus productrices en poussières, respectivement 1984 et 1985. A Dakar, il existe une corrélation hautement significative entre ces dépôts de poussières et la visibilité horizontale mesurée au sol. Ces deux paramètres climatiques sont liés par la relation : $D.V^{1,35} = 7,77$ où D est le dépôt de poussières en g/m^2 et V la visibilité en kilomètres (ORANGE *et al.*, 1986 ; GAC *et al.*, 1986 ; GAC *et al.*, 1987 b).

A Mbour, le dépôt annuel de poussières ($150 \text{ g/m}^2/\text{an}$) est inférieur à celui de Dakar, ce qui peut se justifier par l'influence du facteur anthropique qui doit sensiblement augmenter les phénomènes de remobilisation aux environs de Dakar (NICHOLSON, 1988).

Tableau 34 – *Dépôts moyens mensuels et annuels (en g/m²/jour) de poussières atmosphériques à Dakar, Mbour, Ngnith, Kédougou et Pété*

Année	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Moyenne
DAKAR													
1984	1,03	1,62	1,11	0,65	1,17	—	—	—	—	—	0,46	0,66	(0,74)
1985	0,88	1,53	0,93	1,10	0,70	0,93	0,29	0,14	0,29	0,38	0,32	0,47	0,66
1986	0,89	0,54	1,16	0,56	0,50	0,52	0,21	0,39	0,21	0,48	0,35	0,40	0,52
1987	0,30	0,52	0,85	0,96	1,18	0,43	0,39	0,29	0,35	0,37	0,18	0,37	0,52
1988	0,93	0,87	0,66	0,42	0,53	0,52	0,22	0,16	0,15	0,18	0,17	0,22	0,50
1989	0,36	0,86	0,60	0,65	0,72	0,80	0,22	0,13	0,16	0,15	0,16	0,25	0,42
Moyenne	0,73	0,99	0,88	0,72	0,80	0,64	0,27	0,22	0,23	0,31	0,27	0,40	0,54
MBOUR													
1986	0,29	0,24	0,35	0,31	0,51	0,52	0,20	0,48	0,20	0,31	0,22	0,26	0,32
1987	0,21	0,33	0,54	0,86	1,72	0,62	0,40	0,27	0,29	0,32	0,11	0,23	0,49
NGNITH													
1987	—	—	—	—	—	—	0,32	0,18	0,18	0,29	0,16	0,35	—
1988	0,67	0,56	0,62	0,38	0,38	0,47	0,30	0,05	0,09	0,15	0,14	0,22	0,34
1989	0,36	0,47	0,43	0,42	0,31	0,47	0,14	0,06	0,10	0,16	0,24	0,30	0,29
KEDOUGOU													
1987	—	—	—	—	—	0,08	0,06	0,06	0,03	0,04	0,06	—	—
PETE													
1986	—	0,40	0,45	0,28	0,49	0,35	0,31	—	—	0,27	0,26	0,64	0,38

Entre parenthèses : valeur annuelle estimée

2. Problème de la remobilisation

Les phénomènes de remobilisation peuvent être importants. Une étude des relations existant entre la vitesse du vent et le dépôt de poussières au sol en milieu soudano-sahélien a permis d'estimer le taux de remobilisation moyen annuel à 40 % (MCTAINSH, 1980). Ces phénomènes de remobilisation sont plus actifs dans la seconde période de saison sèche (de janvier-février à mai-juin) ; alors que la végétation au sol meurt, l'humidité relative décroît, le flux total déposé augmente, les conditions deviennent propices à la remobilisation et au dépôt secondaire. De plus, ce phénomène est accentué par les feux de brousse. Appliqué à nos résultats bruts, le dépôt de poussières effectif se trouve alors être de 120 g/m²/an à Dakar et de 90 g/m²/an à Mbour.

Si on utilise, à la place d'une moyenne arithmétique, une moyenne géométrique afin de ne pas privilégier les événements exceptionnels, nous obtenons un résultat légèrement supérieur : 130 g/m²/an. Cette méthode suppose en fait que le phénomène de remobilisation augmente de façon exponentielle avec la quantité de dépôt total, ce qui correspond à l'idée que les fortes expulsions de poussières donnent lieu aux plus forts taux de remobilisation. On accède ainsi directement, par cette méthode, au taux réel d'accumulation au sol.

3. Estimation des flux de poussières déposées

a) Aperçu bibliographique : importance du phénomène

TOBIAS et MÉGIE (1981) ont mesuré à N'Djaména, lors de la saison sèche de 1977, des teneurs journalières variant de 2,5 g/m² à 17,6 g/m². Cette période particulièrement productrice de poussières correspond à une descente exceptionnelle du FIT vers le Sud et aux premiers événements de brumes sèches enregistrés à Yaoundé en mars 1977. Au Nord du Nigéria, les chutes de poussières mesurées à Kano de 1976 à 1979

atteignent un total de 137 à 181 g/m² pour la seule saison sèche d'octobre à mai (MCTAINSH et WALKER, 1982). En ajoutant les 25 % de contribution de la saison humide, nous obtenons les valeurs annuelles de 170 et 230 g/m²/an, du même ordre de grandeur que celle enregistrée à Dakar (200 g/m²/an), bien que plus proche des zones-sources.

En terme de bilan global, 260.10⁹ t/an de poussières éoliennes sont expulsées d'Afrique occidentale et 60.10⁹ t/an y sont ramenées par les vents (JAENICKE, 1979 ; COUDÉ-GAUSSEN et ROGNON, 1983). Selon ce modèle, la concentration en aérosols varie de 100 à 10⁴ µg/m³ d'air au niveau de la mer à la longitude des côtes africaines (SCHUTZ, 1979), alors qu'au-dessus des côtes américaines elle n'est plus que de 0 à 20 µg/m³ d'air, ce qui fait estimer la quantité de poussières transportées au-dessus de l'Atlantique entre 100 et 400 Mt/an (PROSPERO *et al.*, 1981). Plus récemment, D'ALMEIDA (1986, 1989) a modélisé le régime du transport des poussières sahariennes en incluant la taille des poussières, la vitesse des vents dans les zones-sources, la circulation générale des masses d'air en Afrique et les enregistrements en dépôts secs et humides. Il obtient une production totale africaine en poussières de 710 Mt/an ; 60 % de cette masse se dirige au Sud vers le golfe de Guinée (425 Mt/an), 28 % à l'Ouest vers l'océan Atlantique (200 Mt/an) et 12 % au Nord vers l'Europe (85 Mt/an). La part la plus importante est déposée sur le continent africain lui-même et ensuite dans l'océan Atlantique et la mer Méditerranée ; il estime que 140 Mt/an se déposent dans l'Atlantique au large des côtes mauritaniennes, 17 Mt/an au large des côtes ivoiriennes, soit respectivement 20 % et seulement 2 % de la production des zones-sources. Cette grande différence entre les deux directions principales de transport des lithométéores est liée à l'intervention de la mousson qui facilite les dépôts de poussières.

Tout ceci souligne l'importance des aérosols terrigènes dans le cycle géochimique des éléments naturels. Souvent ignorés, ils devraient systématiquement être pris en compte dans tout essai de modélisation des flux de matières. Ils influencent bien sûr la qualité chimique des pluies (RAHN *et al.*, 1979 ; LEWIS, 1981 ; STALLARD et EDMOND, 1981 ; D'ALMEIDA et SCHUTZ, 1983 ; MEYBECK, 1983 ; BUAT-MÉNARD et DUCE, 1986), mais aussi la qualité des sols (YAALON et GANOR, 1979) et la qualité des matières en suspension dans les eaux de surface (MIKLISHANSKIY *et al.*, 1986).

b) Recherche d'un gradient N-S

Au vu des résultats du tableau 34, il n'apparaît pas d'évolution significative du dépôt de poussières entre Pété, station située au Nord du Sénégal en milieu continental, et Dakar sur la côte atlantique ; la recherche de corrélations à l'échelle journalière et mensuelle ne montre aucune relation d'évolution entre ces deux stations trop éloignées l'une de l'autre. Par contre, l'évolution journalière est sensiblement la même entre Ngnith et Dakar ($r = 0,38$ et $p = 0,01\%$) (fig.37), et Dakar et Mbour ($r = 0,59$ et $p = 0,01\%$) (fig.36), trois stations situées sur une même longitude, respectivement à 260 km et 80 km l'une de l'autre. Pour les seuls mois de mesures communs à ces trois stations (de juillet à décembre 1987), on retrouve les valeurs du dépôt de poussières à Dakar en faisant la moyenne arithmétique entre les dépôts mesurés à Ngnith et à Mbour. Ce résultat est amélioré lorsqu'il existe un fort gradient N-S comme en juillet, octobre ou décembre. Il semble donc justifié d'utiliser Dakar comme "moyenne" du domaine sahélien.

Enfin, la station de Kédougou au Sud du Sénégal, en milieu soudanien de forêt-savane, est le siège de dépôts de poussières nettement moins abondants. Aucune corrélation n'apparaît dans l'évolution journalière du phénomène avec les autres stations étudiées. Sur la base de 25 % de retombées annuelles en saison des pluies (entre juin et novembre), le dépôt annuel est estimé à 40 g/m²/an. Ce résultat est extrapolé à l'ensemble soudano-guinéen.

c) Calcul du flux de poussières déposées au sol

L'analyse granulométrique effectuée sur les échantillons prélevés à Dakar montre que les poussières atmosphériques ont une granulométrie moyenne de 10-15 µm ; 6,5 % des particules ont un diamètre inférieur à 2 µm, 91 % ont un diamètre compris entre 2 et 50 µm, et seulement 2,5 % constituent les sables (GAC *et al.*, 1986 ; ORANGE, 1990). La densité généralement admise pour une telle répartition granulométrique va

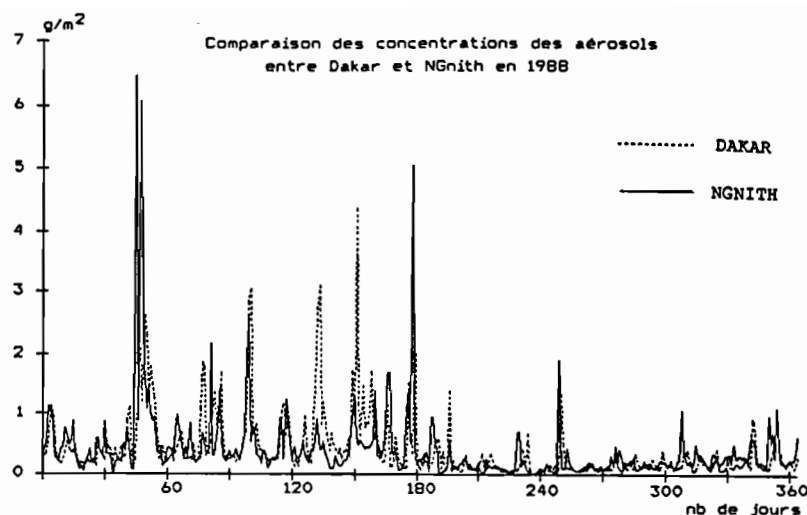


Fig.37 – Comparaison des dépôts de poussières atmosphériques entre Ngnith et Dakar en 1988 (en g/m^2)

de 1 à 2 g/cm^3 . BERTRAND (1976) donne 1 g/cm^3 pour des poussières de Côte d'Ivoire allant de 0,3 à 10 μm ; LOYE-PILOT *et al.* (1986) estime la densité dans une fourchette de 1,25 à 1,65 pour des particules traversant la Méditerranée ; JAENICKE (1979) tranche à 2 g/cm^3 pour l'ensemble de la côte atlantique africaine, alors que MCTAINSH et WALKER (1982) donnent 0,9 g/cm^3 pour des poussières du centre nigérien. Finalement, si on choisit une densité moyenne de 1,5 g/cm^3 , les dépôts éoliens actuels représentent un taux de sédimentation de l'ordre de 70 $\mu\text{m}/\text{an}$ sur l'ensemble du domaine sahélien, ce qui correspond au modèle de JAENICKE (1979) qui estime le dépôt de poussières sur la côte atlantique ouest-africaine à 67 $\mu\text{m}/\text{an}$. Mais cette valeur représente le tiers de l'estimation donnée par COUDÉ-GAUSSEN et ROGNON (1983) pour l'ensemble de l'Afrique occidentale. De toute façon, elle est inférieure à la limite critique (0,5–1 mm) donnée par TSOAR et PYE (1987) pour la formation de loess. En milieu soudanien, cette valeur tombe à 30 $\mu\text{m}/\text{an}$.

L'extrapolation de ces résultats à l'échelle des millénaires paraît hasardeuse. En effet, dans les 50–100 dernières années, les actions anthropiques sur les sols semi-arides et les surfaces désertiques ont profondément modifié le milieu naturel sud-saharien. En le fragilisant, ces actions ont probablement provoqué un accroissement des transports de poussières atmosphériques, particulièrement durant les périodes de sécheresse de ces quinze dernières années (MORALES, 1979 ; MIDDLETON, 1985 ; PROSPERO, 1985). Cependant, dans le passé, au cours du Quaternaire récent par exemple, le taux de sédimentation sur ces zones a été, par périodes, nettement supérieur, puisque d'importants dépôts loessiques y sont décrits et datés, d'une part dans la partie méridionale du bassin du lac Tchad (MALEY, 1981, 1982 ; MCTAINSH, 1984), et d'autre part dans les bassins versants du Sénégal et de la Gambie (MICHEL, 1973).

D – BILAN QUALITATIF

Les résultats d'analyse chimique des poussières atmosphériques recueillies à Dakar et Pété sont comparés à ceux obtenus sur des poussières prélevées à Kano (Nigéria) par DOYNE *et al.* (1938) et MCTAINSH et WALKER (1982) (tableau 35). Les différentes analyses font ressortir le caractère essentiellement siliceux des lithométéores ; la silice est exprimée sous forme de quartz (60 %) ou intégrée aux réseaux argileux (de 15 à 20 %). Des observations par microscopie électronique ont montré la présence importante de frustules de diatomées (TOBIAS et MÉGIE, 1981 ; MCTAINSH et WALKER, 1982). A Dakar et à Kano, le potassium est l'élément majeur après la silice, l'alumine et les oxydes de fer ; le calcium, le magnésium et le sodium ont des teneurs moindres mais restant relativement élevées. A Pété, il y a deux fois moins de potassium et surtout dix fois moins de sodium ; le calcium, dont la moyenne est inférieure à celle enregistrée à Dakar, montre d'importantes variations de teneurs (de 0,16 à 2,7 %). Globalement, la composition chimique des

Tableau 35 – Géochimie des poussières atmosphériques collectées en Afrique occidentale (en % d'oxydes)

Station		PETE ¹ (Sénégal)			DAKAR ² (Sénégal)	IBADAN ³ (Nigéria)	KANO ⁴ (Nigéria)
		moy.	max.	min.			
SiO ₂	(1)	58,55	52,60	64,30	72,51	49,34	66,03
	(2)	18,07	15,00	21,05			
Al ₂ O ₃		10,38	9,00	12,40	10,57	10,34	11,08
Fe ₂ O ₃		5,19	4,50	5,90	3,65	4,14	4,45
TiO ₂		0,91	0,75	1,03	0,72	0,66	0,73
MnO ₂		0,10	0,07	0,12	—	—	0,10
P ₂ O ₅		0,15	0,11	0,17	—	—	0,17
CaO		0,87	0,16	2,70	2,18	5,28	1,13
MgO		1,32	1,05	1,75	1,81	2,07	0,82
K ₂ O		1,09	0,90	1,32	2,30	1,62	2,04
Na ₂ O		0,14	0,09	0,21	1,31	0,80	0,91
H ₂ O ⁺		(3,23)	(2,40)	(7,74)	4,40	24,81	12,79
Total		100,00	—	—	99,45	99,06	100,25
Source		S ₁			S ₁	S ₂	S ₂

1 : ORANGE *et al.*, 1990 ; 2 : ORANGE *et al.*, 1986 ; 3 : DOYNE *et al.*, 1938 ; 4 : MCTAINSH et WALKER, 1981.

(1) : silice sous forme de quartz ; (2) : silice intégrée aux réseaux argileux ; H₂O⁺ : perte à 1000°C — pour la station de Pété elle est estimée par bouclage à 100 % ; S₁ : Sahara espagnol, Mauritanie, Tamanrasset ; S₂ : Bilma, Faya Largeau, Tibesti

lithométéores est comparable à celle du matériau pédologique que l'on peut rencontrer à la surface des sols situés sous cette bande climatique (TOBIAS et MÉGIE, 1981 ; COUDÉ-GAUSSSEN, 1989).

Minéralogiquement, une étude par diffraction aux RX a souligné bien sûr la prédominance du quartz et la présence de minéraux phylliteux. Les différents auteurs s'accordent pour donner la répartition suivante des diverses phases argileuses : 57 % d'illite et 23 % de kaolinite. Les 20 % restants se partagent entre la chlorite et la smectite, l'abondance relative de ces deux minéraux étant fonction de la zone-source et de la distance parcourue (CHESTER et JOHNSON, 1971 ; PROSPERO *et al.*, 1981 ; PAQUET *et al.*, 1984). Les minéraux secondaires sont par ordre d'importance la calcite, les plagioclases, les feldspaths alcalins, les amphiboles. L'abondance des grains de carbonate dans les poussières a amené COUDÉ-GAUSSSEN (1986) à prendre en compte la participation des apports éoliens à la formation des encroûtements calcaires. Il faut noter également la présence de minéraux lourds titanifères tels que l'anatase et le rutile. D'autre part, CHESTER et JOHNSON (1971) soulignent la présence de dolomite, et PROSPERO *et al.* (1981), TOBIAS et MÉGIE (1981) des traces de gypse, de gibbsite et de goethite. Enfin, le taux de matière organique est souvent relativement important (DOMERGUE, 1980) ; TOBIAS et MÉGIE (1981) en ont dosé 2,6 % sur les poussières prélevées à N'Djamena.

En définitive, l'étude des constituants des aérosols désertiques montre une grande variété dans les produits transportés. Cette diversité est le reflet des différents paysages géologiques de l'Afrique de l'Ouest d'où elles sont issues (PAQUET *et al.*, 1984 ; COUDÉ-GAUSSSEN, 1989). On retiendra, d'une part la présence largement dominante de la silice sous forme de cristaux de quartz mais également de résidus de diatomées, et d'autre part l'abondance des minéraux argileux surtout représentés par l'illite, minéral ubiquiste par excellence puisqu'il est statistiquement le plus représenté dans les roches mères.

III – BILAN DES APPORTS ATMOSPHÉRIQUES

A – INFLUENCE DES POUSSIÈRES ATMOSPHÉRIQUES SUR LA CHIMIE DES PLUIES

25 % des retombées annuelles de poussières atmosphériques se produisent pendant la saison des pluies. La qualité chimique des précipitations humides va donc être modifiée par le simple effet de "self-cleaning" en dissolvant dans les eaux de pluie une part non négligeable des constituants des poussières (LEWIS, 1981 ; STALLARD et EDMOND, 1981). En effet, si elles sont surtout siliceuses, les poussières atmosphériques ont également des teneurs importantes en bases échangeables (Ca, Mg, K, Na) et contiennent de la matière organique qui apporte phosphate et nitrate (DOMERGUE, 1980 ; TOBIAS et MÉGIE, 1981). Ces caractéristiques suffisent à expliquer les teneurs élevées en silice, bases échangeables, phosphate, nitrate et bicarbonate des pluies d'Afrique de l'Ouest. Les poussières atmosphériques interfèrent également sur le pH des eaux de pluie en les rendant plus basiques (GORHAM, 1955 ; MATHIEU et MONNET, 1971 ; LOYE-PILOT *et al.*, 1986 ; LACAUX *et al.*, 1987). L'influence des poussières atmosphériques sur la chimie des pluies explique également que l'évolution de la silice soit bien corrélée à la fois au bicarbonate, au potassium et au sodium, tous trois composants fortement solubles des poussières. L'absence de corrélation avec le calcium peut être due au fait que ses teneurs dans les poussières sont très variables. LEWIS (1981) fait la même remarque à propos de la qualité chimique des apports atmosphériques du Venezuela.

B – QUALITÉ CHIMIQUE DES APPORTS ATMOSPHÉRIQUES EN AFRIQUE DE L'OUEST

Si l'homogénéité du faciès chimique des différents exemples, aussi bien pour les pluies que pour les poussières, autorise à parler d'une tendance africaine de la qualité chimique des apports atmosphériques, il existe cependant une qualité chimique des eaux de pluie caractéristique de chaque zone climatique. En effet, la charge totale dissoute de ces eaux de pluie passe de 22 mg/l en milieu sahélien à 14 mg/l en milieu soudanien et 10 mg/l en milieu guinéen. La composition chimique moyenne des apports atmosphériques dissous en zone continentale sahélo-soudano-guinéenne est donc estimée à partir de la composition chimique moyenne des eaux de pluie recueillies à Bakel, Kédougou et Korhogo pondérée par la lame d'eau moyenne précipitée à chacune des stations (respectivement 400 mm, 1100 mm et 1200 mm) ; les apports particuliers sont calculés par moyenne arithmétique à partir des compositions chimiques moyennes des poussières prélevées à Dakar et Pété (tableau 36).

La charge totale moyenne des apports dissous en milieu continental sahélo-soudano-guinéen est de 13 mg/l. En terme d'équivalent, l'ordre d'importance des cations solubles est : $\text{Ca} > \text{NH}_4 > \text{K} > \text{Na} > \text{Mg}$; pour les anions solubles, l'ordre est $\text{HCO}_3 > \text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{NO}_3 > \text{PO}_4$. Toutes espèces ioniques confondues, le bicarbonate est largement l'ion dominant : il représente 47 % des apports dissous. C'est une caractéristique importante des pluies africaines par rapport aux données mondiales publiées par MEYBECK (1984). LEWIS (1981) au Venezuela, travaillant également en milieu continental tropical, note aussi cette prédominance des bicarbonates, liée à la présence d'aérosols terrigènes dans l'atmosphère de ces zones tropicales. Cet auteur donne en terme d'équivalent la même répartition des anions, mais trouve nettement plus de sodium et magnésium, ce qui met ces deux éléments en tête des apports en cations solubles. En ce qui concerne les apports particuliers, la silice contribue à 75 % de la masse totale, l'alumine à 10 % et les oxydes de fer à 5 % ; le reste se partage entre les oxydes de calcium, magnésium, potassium, sodium et phosphore (fig.38).

C – BILAN CHIMIQUE QUANTITATIF DES APPORTS ATMOSPHÉRIQUES

En milieu sahélien, pour une lame d'eau précipitée de 636 mm/an, le dépôt humide spécifique représente 10 g/m²/an alors que le dépôt sec spécifique est de 200 g/m²/an. Par contre, en domaine guinéen, l'écart entre les deux types d'apports atmosphériques est nettement moins important. Pour une lame d'eau précipitée de 1380 mm/an, le dépôt humide spécifique est estimé à 14 g/m²/an et le dépôt sec spécifique à 40 g/m²/an.

Tableau 36 – Composition chimique moyenne des apports atmosphériques en domaines sahélien (sah.), soudanien (soud.) et guinéen (guin.)

ions	Apports dissous (en mg/l)				Apports particuliers	
	sah.	soud.	guin.	MOY	oxydes	% d'ox.
Cl ⁻	2,7	1,2	0,3	1,0	Al ₂ O ₃	10,5
SO ₄ ²⁻	2,0	1,0	1,0	1,1	Fe ₂ O ₃	4,4
HCO ₃ ⁻	9,5	6,5	4,8	6,2	TiO ₂	0,8
NO ₃ ⁻	1,0	0,5	0,5	0,6	MnO ₂	0,1
PO ₄ ³⁻	0,2	0,3	0,3	0,3	P ₂ O ₅	0,15
Ca ²⁺	2,2	1,5	1,9	1,8	CaO	1,5
Mg ²⁺	0,6	0,2	0,1	0,1	MgO	1,6
K ⁺	0,9	0,6	0,2	0,5	K ₂ O	1,7
Na ⁺	1,0	0,3	0,3	0,4	Na ₂ O	0,7
NH ₄ ⁺	1,2	1,0	0,3	0,7	H ₂ O ⁺	3,95
SiO ₂	0,7	0,4	0,7	0,6	SiO ₂	74,6
Total	22,0	13,5	10,4	13,3	Total	100,0

MOY : moyenne sahélo-soudano-guinéenne

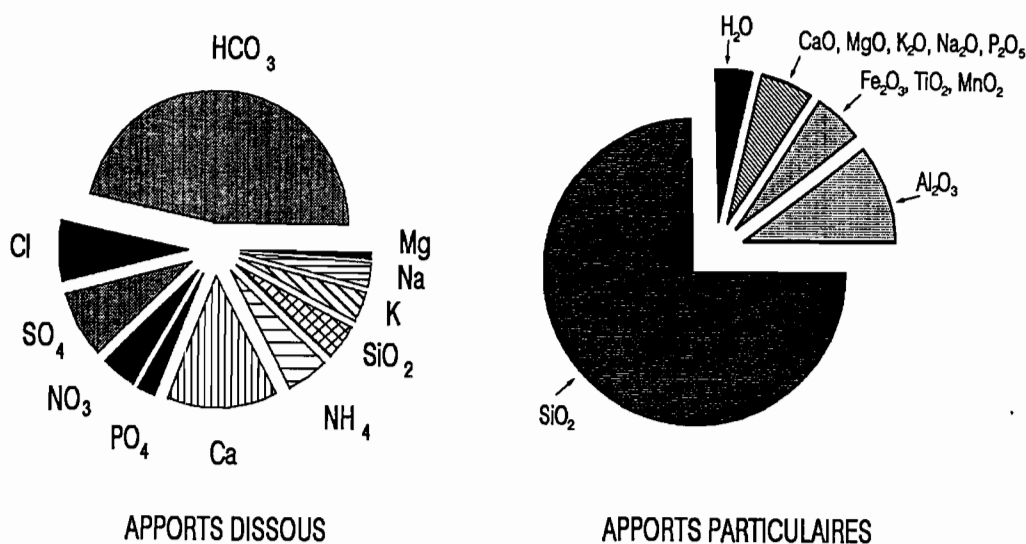


Fig.38 – Qualité chimique des apports atmosphériques dissous et particuliers en domaine continental sahélo-soudano-guinéen d'Afrique occidentale

Ainsi, sur l'ensemble du bassin versant du fleuve Sénégal, soit sur une superficie totale de 218.10^3 km^2 dont $15\,700 \text{ km}^2$ seulement se trouvent en domaine guinéen, pour une lame d'eau moyenne précipitée de 685 mm/an (chapitre III) et une épaisseur de dépôts secs de $70 \mu\text{m/an}$, l'apport atmosphérique en matières dissoutes représente un flux de 110 kg/ha/an ($2,4.10^6 \text{ t/an}$) et l'apport atmosphérique en matières particulaires 1235 kg/ha/an ($26,9.10^6 \text{ t/an}$), soit 11 fois plus. Les poussières constituent 92 % des apports atmosphériques totaux. Au Venezuela, à 5000 km des zones-sources africaines, LEWIS (1981) estime l'apport des poussières atmosphériques à 139 kg/ha/an , soit 9 fois moins. Cette différence est de l'ordre de grandeur de la perte subie par les nuages de poussières lors de leur traversée de l'océan Atlantique (COUDÉ-GAUSSEN et ROGNON, 1983).

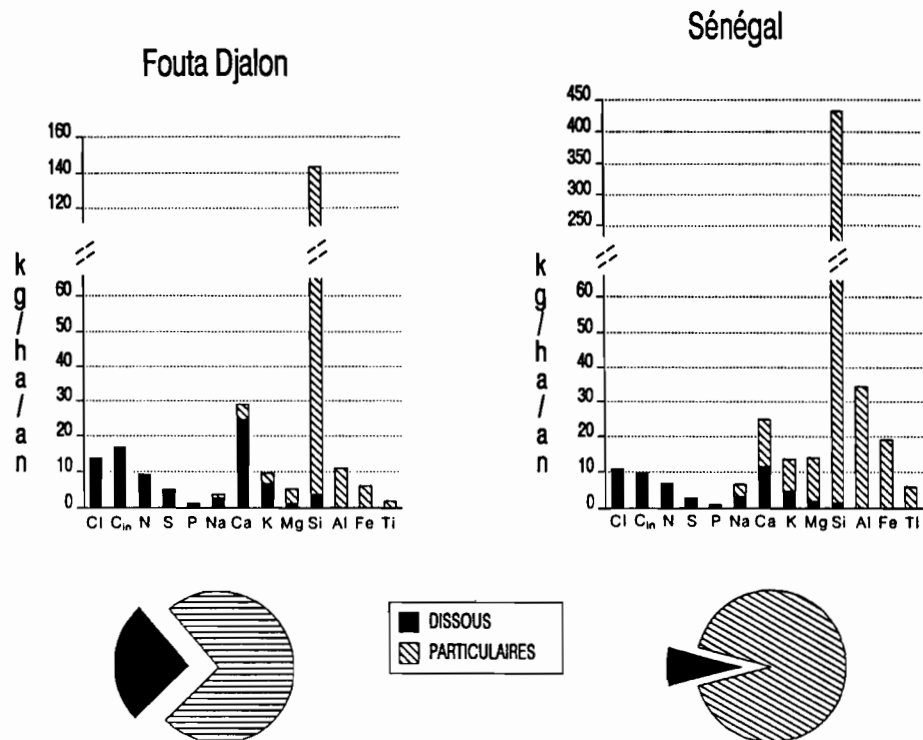


Fig.39 – Bilan chimique des apports atmosphériques dissous et particulaires sur le bassin versant amont du Sénégal (domaine sahélien) et sur le Fouta Djallon (domaine soudano-guinéen)

Sur le Fouta Djallon, se situant entièrement en domaine guinéen, les dépôts humides sont estimés à $0,8.10^6$ t/an et les dépôts secs à $2,4.10^6$ t/an ; ces derniers représentent encore 74 % des apports atmosphériques totaux.

Malgré la pluviosité plus abondante sur le Fouta Djallon que sur l'ensemble du bassin versant du Sénégal, l'apport atmosphérique en éléments dissous est d'importance équivalente sur ces deux entités géographiques (de 140 à 150 kg/ha/an) : les hauteurs de pluie tombée et les concentrations varient en sens inverse et se compensent sensiblement (MEYBECK, 1984). Ces chiffres sont du même ordre de grandeur que celui obtenu par LEWIS (1981) sur un bassin versant vénézuélien. D'autre part, la similitude de comportement du flux relatif des différentes espèces chimiques, entre ces deux zones géographiques situées sur des continents différents mais dans un environnement comparable, est remarquable et souligne encore une fois l'importance des aérosols détritiques sur la chimie des dépôts humides (ORANGE et GAC, 1990 a).

En termes de bilan massique des apports atmosphériques totaux, la répartition des espèces chimiques entre les deux formes d'apport, dissous et particulaire, dépend du domaine climatique (ORANGE et GAC, 1990 a). Cependant, dans tous les cas, le chlore, le carbone inorganique, l'azote et le soufre sont apportés uniquement sous forme dissoute, alors que l'aluminium, le fer et le titane le sont sous forme particulaire. Le silicium choisit principalement la forme particulaire, alors que le phosphore est presque uniquement amené sous forme dissoute. Les autres éléments (Na, Ca, K, Mg) se répartissent entre les deux types d'apports, plus ou moins équitablement selon l'importance relative des deux modes de dépôts (fig.39).

IV – CONCLUSIONS

La comparaison de nos données avec les résultats obtenus dans d'autres régions du globe montre qu'il existe une signature africaine de la chimie des pluies. Dans cette région tropicale à saisons sèche et humide bien individualisées, il est habituel de dissocier l'apport atmosphérique dû aux pluies de celui dû aux poussières sahariennes. Cependant, il apparaît que 25 % des apports annuels en poussières se font en saison humide et qu'elles modifient largement la nature chimique des pluies. Il est donc préférable de parler de dépôts humides et de dépôts secs.

Les dépôts humides en domaine continental sahélo-soudano-guinéen sont bicarbonatés, calciques, non acides et fortement minéralisés (de 10 mg/l à 22 mg/l) par rapport à la moyenne mondiale. Les apports dissous ont été évalué à 13 mg/l sur l'ensemble sahélo-soudano-guinéen. A l'échelle régionale, il existe des différences de comportement de la chimie des pluies entre la zone sahélienne et la zone soudano-guinéenne. En domaine sahélien, les précipitations sont largement modifiées par l'évaporation en cours de chute et par le phénomène de "self-cleaning" qui intervient surtout en début de saison des pluies ; la masse nuageuse productrice de pluie semble toujours avoir la même origine. En zone soudano-guinéenne, le phénomène d'évaporation est peu important, et ce sont plusieurs zones-sources qui expliquent les variations de la chimie des pluies au cours de l'hivernage. Globalement, la silice et la charge dissoute augmentent avec l'aridité et la rencontre des masses nuageuses de la mousson avec les vents d'harmattan chargés de lithométéores. Enfin, la comparaison avec des données provenant d'un autre continent mais dans un environnement similaire au milieu sahélo-soudanien montre qu'il existe probablement une homogénéité de la réponse chimique des apports atmosphériques dissous caractéristiques de ces zones tropicales à faible pluviométrie (environ 700 mm/an) et à saisons contrastées.

Le Sahara est le plus grand pourvoyeur de poussières du globe. Au niveau de Dakar, les dépôts sont de l'ordre de 200 g/m²/an, dont 40 % sont remobilisés. Ceci représente une épaisseur de limon de 70 µm/an. Les poussières sont composées de 60 % de silice exprimée sous forme de cristaux de quartz et de résidus de diatomées. Le cortège argileux est surtout représenté par l'illite et la kaolinite. La présence de carbonate de calcium (et de magnésium), d'oxydes de fer et d'aluminium semble plus aléatoire et être fonction de la zone-source. La grande diversité des produits secondaires transportés est le reflet des différents paysages géologiques et pédologiques de l'Afrique de l'Ouest d'où ils sont issus. Ces aérosols terrigènes influencent largement la qualité chimique des dépôts humides, en même temps que le bilan total des apports atmosphériques globaux.

Ainsi, sur l'ensemble du bassin versant amont du Sénégal (représentatif du milieu soudano-sahélien), l'apport atmosphérique total est de 1345 kg/ha/an (soit $29,3 \cdot 10^6$ t/an), dont 92 % sont dus aux seules poussières sahariennes. Pour le Fouta Djallon, représentatif du milieu guinéen, les dépôts secs sont nettement moins importants. L'apport atmosphérique total n'est plus que de 540 kg/ha/an (soit $3,2 \cdot 10^6$ t/an) ; les aérosols terrigènes représentent tout de même près de 75 % de cette masse. Le silicium, avec un taux d'accumulation allant de 100 à 400 kg/ha/an, est de loin le principal élément apporté par l'atmosphère. Ensuite, l'ordre des différents éléments chimiques dépend de l'importance des apports éoliens.

On retiendra que les deux caractéristiques fondamentales des apports atmosphériques en domaine continental sahélo-soudano-guinéen sont la forte concentration en bicarbonates dans les eaux de pluies et l'importance du flux de silice déposé sur les sols de cette zone géographique. Cet apport majeur de poussières atmosphériques, souvent négligé dans les bilans géochimiques, apporte un éclairage nouveau sur la dynamique d'altération de ces régions tropicales.

Chapitre VI

TRANSPORTS DE MATIÈRES DISSOUTES ET PARTICULAIRES SUR LES BASSINS AMONT DU SÉNÉGAL, DE LA GAMBIE ET DU NIGER

Pour comprendre l'évolution des transports de matières par les fleuves, un suivi pendant une longue période est nécessaire. C'est à partir de neuf années de mesures de la chimie des eaux et des sédiments du fleuve Sénégal à Bakel, de cinq ans de mesures sur la Falémé à Kidira et de trois ans de mesures sur la Gambie à Kédougou, que la compréhension de l'acquisition de la charge dissoute et de la charge solide par les eaux fluviales en domaine sahélo-soudano-guinéen est tentée. Une seule année de mesures sur le bassin amont du Niger permet uniquement de corroborer les résultats précédents.

Le rythme d'échantillonnage s'est adapté au fil des années au cycle hydrologique monomodal caractéristique des cours d'eau de cette zone climatique. A Bakel, les prélèvements d'eau passent de tous les 3-4 jours sur toute l'année en 1979 à un prélèvement tous les 2 jours pratiqué uniquement lors de la période de crue en 1985, dernière année de suivi continu à cette station (ORANGE, 1990). A Kidira, les prélèvements ont été réalisés au rythme moyen d'un échantillon tous les 3 jours de 1979 à 1983. A la station de Kédougou, le rythme d'échantillonnage est journalier lors de la saison des hautes-eaux en 1986 ; ensuite en 1987, les prélèvements ont été hebdomadaires d'août à décembre. Pour les trois stations guinéennes sur le Niger, le rythme de prélèvement a été régulier : prélèvements hebdomadaires de juin à novembre 1987. Pour les matières en suspension (MES), les prélèvements ont été journaliers de juin à octobre à Bakel et hebdomadaires ou bi-hebdomadaires dans les autres stations (ORANGE, 1990).

I – DESCRIPTION DE LA QUALITÉ CHIMIQUE DES FLUX DE MATIÈRES TRANSPORTÉES PAR LES EAUX DE SURFACE EN DOMAINE SAHÉLO-SOUDANO-GUINÉEN

A – MÉTHODES DE PRÉLÈVEMENT ET D'ANALYSE

Pour l'analyse des éléments dissous, tous les prélèvements consistent en une prise d'eau d'un litre, effectuée si possible au centre du fleuve à 30 cm sous la surface, à l'endroit où s'observent les courants les plus forts. Tous les échantillons sont stockés à l'abri de la lumière aussitôt après le prélèvement. Après filtration (sur filtres de $0,45\ \mu\text{m}$), des fractions aliquotes sont transmises pour analyse au Laboratoire de Chimie de l'ORSTOM à Dakar (Sénégal) (CHANUT, 1986). Les éléments dosés sont : Cl, SO_4 , HCO_3 , Ca, Mg, K, Na et SiO_2 . Le pH et la conductivité sont mesurées au laboratoire. Les méthodes d'analyse sont données dans ORANGE (1990). Le sulfate n'a pas été dosé systématiquement, étant donné sa faible teneur et le peu de précision de la méthode gravimétrique utilisée sur les échantillons de Bakel des années 1979, 1981, 1982 et

1985, et sur les échantillons de Kidira des années 1981, 1983 et 1985. La matière organique dissoute n'a pas été étudiée.

En ce qui concerne les MES, chaque prélèvement a consisté, pour les stations de Bakel, Kédougou et Kankan, en une prise d'eau de 50 (ou 20) litres effectuée à l'aide d'une bouteille à renversement d'un litre munie d'un messenger. En fonction de la position du plan d'eau, les échantillons ont été collectés à différentes profondeurs sur cinq ou sept profils transversaux. Le traitement *in situ* consiste à ramener rapidement à un litre le volume représentatif à acheminer vers le laboratoire. On procède, à partir des 50 l recueillis, à une première décantation par addition de 5 cm³ d'acide chlorhydrique 1N puis, le lendemain, au siphonnage de l'eau claire surnageante à l'aide d'un tube recourbé. Le volume résiduel (environ 10 l) est transvasé dans une dame-jeanne transparente qui permet de visualiser le niveau de décantation et de procéder à la dernière opération de siphonnage 24 heures plus tard. Tous ces flacons d'un litre sont ensuite transférés au laboratoire à Dakar où les matières en suspension sont recueillies par centrifugation (en moyenne, quatre lavages successifs à l'eau distillée) puis séchées à 60°C et pesées. Les déterminations des compositions minéralogiques, les analyses chimiques et le dosage de la matière organique des matières en suspension ont été réalisés pour la plupart sur des regroupements hebdomadaires d'échantillons. Aux stations de Siguiri, Dabola et Kidira, les mesures de MES ont été faites par filtration de prélèvements d'eau d'un litre.

B – RELATIONS ENTRE LES DIFFÉRENTES VARIABLES DE QUALITÉ DES EAUX

Les méthodes statistiques fondées sur l'analyse des corrélations ou sur les analyses factorielles fournissent des renseignements importants concernant les relations entre les différentes variables qui contrôlent la composition chimique des eaux et des sédiments (DAWDY et FETH, 1967 ; HITCHON *et al.*, 1971 ; REEDER *et al.*, 1972 ; SABATON, 1983). Les traitements statistiques ont été effectués par l'intermédiaire du logiciel SAS (SAS Institute Inc., 1985).

1. Composition chimique moyenne des eaux prélevées

a) Les eaux du Sénégal à Bakel

La moyenne arithmétique des 229 analyses effectuées permet de classer les eaux du fleuve Sénégal à Bakel dans la catégorie des eaux bicarbonatées magnésiennes et calciques. Les bicarbonates et la somme Mg-Ca représentent respectivement 88 % de la somme des anions Σ^- et 73 % de la somme des cations Σ^+ , soit à tous les trois 72 % de la charge pondérale totale dissoute. La silice dissoute est également bien représentée ; elle constitue 14 % de la charge pondérale totale dissoute. Les variations de composition peuvent être importantes (tableau 37). La minéralisation totale fluctue dans un rapport de 4, entre 29 mg/l et 133 mg/l ; le sulfate a le coefficient de variation le plus important (160 %), ensuite dans l'ordre décroissant on trouve le chlorure (80 %), le potassium (64 %), le magnésium (57 %), le sodium (56 %), le bicarbonate (47 %), le calcium (42 %) et la silice (33 %). La forte variabilité des teneurs en sulfates et chlorures est caractéristique d'un apport exclusivement atmosphérique.

b) Les eaux de la Falémé à Kidira

La moyenne arithmétique des 122 analyses effectuées montre que les eaux de la Falémé à Kidira sont bicarbonatées sodiques (tableau 37). Le sodium est l'élément le plus fluctuant devant les bicarbonates et les chlorures, leurs concentrations variant d'un facteur 300 à 800. Ceci est dû au fait que certains prélèvements ont été effectués en saison sèche alors que l'écoulement était nul. Or à cet endroit, toute la ville utilise les eaux du fleuve pour les besoins domestiques ; les fortes concentrations enregistrées dénotent en effet une pollution anthropique importante. Ces prélèvements ne sont pas pris en compte par la suite. La minéralisation totale fluctue donc dans des proportions importantes, de 32 mg/l à 800 mg/l. Cette borne supérieure n'a aucune

Tableau 37 – *Moyenne arithmétique des analyses chimiques effectuées sur les eaux du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira, de la Gambie à Kédougou, du Tinkisso à Dabola, du Milo à Kankan et du Niger à Siguiri*

Variables de qualité		SENEGAL n=229		FALEME n=122		GAMBIE n=85		TINKISSO n=21		MILO n=22		NIGER n=21	
		Moy.	STD _M	Moy.	STD _M	Moy.	STD _M	Moy.	STD _M	Moy.	STD _M	Moy.	STD _M
(1)	Cl ⁻	64	3	316	87	17	1	14	2	25	2	22	2
	SO ₄ ²⁻	17	2	27	5	0	0	0	0	0	0	6	2
	HCO ₃ ⁻	576	18	1015	105	332	5	462	17	300	14	294	13
	Σ ⁻	657	—	1358	—	349	—	476	—	325	—	322	—
(1)	Ca ²⁺	238	7	399	22	167	3	115	2	103	6	96	4
	Mg ²⁺	241	9	394	40	109	2	225	11	76	3	107	4
	K ⁺	61	3	108	15	24	1	25	1	35	3	36	3
	Na ⁺	120	4	477	109	53	1	126	5	117	5	98	6
	Σ ⁺	660	—	1378	—	353	—	491	—	331	—	337	—
(2)	SiO ₂	8,6	0,2	8,7	0,3	10,8	0,1	13,6	0,4	13,8	0,4	11,1	0,6
	TDS	59,7	1,6	111,1	12,6	38,5	0,4	51,2	1,6	30,1	1,5	37,0	1,6
EC (μS)		64	2	132	16	35	0	44	1	32	1	33	1
pH _{labo}		7,4	0	7,6	0	7,3	0	7,6	0	7,3	0	7,2	0

(1) en μeq/l ; (2) en mg/l ; STD_M : déviation standard sur la moyenne ; EC : conductivité en μS/cm à 20°C ; n : nombre d'échantillons

signification pour les raisons évoquées ci-dessus. La borne inférieure est supérieure à celle enregistrée à Bakel sur le Sénégal (29 mg/l).

c) Les eaux de la Gambie à Kédougou

Les différentes analyses effectuées montrent peu de variation de la qualité chimique des eaux de la Gambie à Kédougou ; ceci est probablement dû au fait qu'il n'y a qu'un seul prélèvement effectué en saison sèche. La moyenne arithmétique classe ces eaux dans la catégorie des eaux bicarbonatées calciques (tableau 37). Les bicarbonates représentent 95 % de la somme des anions et le calcium 47 % de la somme des cations. On note l'absence de sulfate et la relative importance de la silice dissoute qui représente 28 % de la charge pondérale totale dissoute. La minéralisation totale fluctue entre 32 mg/l et 51 mg/l, la borne inférieure est encore du même ordre de grandeur que celle des deux autres fleuves étudiés. Les ions bicarbonates sont, en toutes saisons, les formes anioniques dominantes en contribuant pour près de 50 % à la minéralisation totale des solutions. La faible variabilité des teneurs en chlorures indique que les eaux du bassin sont très peu affectées par l'influence océanique. Les concentrations en silice varient très peu autour d'une teneur moyenne de 10,8 mg/l. Le potassium est le cation le moins abondant (GAC *et al.*, 1987 a ; ORANGE et GAC, 1990 b).

d) Les eaux du Tinkisso à Dabola, du Milo à Kankan et du Niger à Siguiri

Les eaux du Tinkisso à Dabola sont bicarbonatées magnésiennes alors que celles du Milo à Kankan et du Niger à Siguiri sont bicarbonatées calco-sodiques (tableau 37). Ces trois cours d'eau ont été échantillonnés aux mêmes dates, entre juin et novembre 1987 ; leur charge dissoute totale fluctue dans les mêmes proportions, de 30 à 60 mg/l. La teneur en silice dissoute y est plus importante que les eaux des trois fleuves précédents.

2. Analyse factorielle en composantes principales

Le traitement statistique des analyses chimiques (données multivariées) par analyse factorielle permet de visualiser les principales associations entre les espèces chimiques (variables de qualité) des eaux et, ainsi, d'appréhender les principaux facteurs qui contrôlent la chimie des eaux (DOMERGUE, 1980 ; SABATON, 1983 ; KATTAN, 1989).

a) Les eaux du Sénégal à Bakel

La figure 40 présente les différents paramètres géochimiques testés sur les trois principaux plans factoriels : F_1 - F_2 , F_2 - F_3 et F_1 - F_3 . Les trois premiers facteurs expliquent 80 % de la variance totale. Le facteur F_1 représente 51 % de la variance totale ; il met en évidence l'influence primordiale du débit sur les concentrations en éléments dissous. Il matérialise la dilution des eaux de nappe par les eaux de surface lors des périodes de crue. Plusieurs groupes d'éléments s'individualisent. Bicarbonates, magnésium, calcium, sodium (et donc la charge totale dissoute TDS et la conductivité EC) sont les plus influencés par le débit ; ces quatre espèces chimiques sont celles qui mesurent le mieux l'altération des roches du bassin versant par les eaux d'infiltration, bien que le sodium semble légèrement lié aux chlorures et sulfates, tous deux provenant de l'atmosphère. A l'opposé, les teneurs en matières en suspension (MES) ne sont pas influencées par le débit ; le potassium, situé entre ces deux pôles, a donc des origines diverses. Enfin, la silice est également indépendante du débit mais corrélée négativement aux MES. Le facteur F_2 représente 20 % de la variance totale. Il matérialise l'opposition très nette SiO_2 -MES et l'association MES-K ; ce facteur souligne la faible importance du débit sur ces trois éléments. Le facteur F_3 ne représente que 9 % de la variance totale ; il montre le comportement isolé des sulfates et l'opposition SO_4 -Cl. Finalement, ce facteur met en évidence les différentes provenances des éléments chimiques des eaux : sulfates provenant exclusivement de pollutions ponctuelles, chlorures provenant en partie d'apports atmosphériques, et les autres variables de qualité testées provenant de l'érosion et de l'altération du substratum rocheux.

La séparation de l'année hydrologique en trois périodes : montée des eaux (juillet-août), descente des eaux (septembre-novembre) et basses-eaux en saison sèche (décembre-juin) permet de moduler les comportements des différentes espèces chimiques et des MES selon le débit du fleuve puisqu'il est apparu comme le facteur déterminant des concentrations dans les eaux. Le débit contribue à 83 % de la variance totale en début de crue, à 68 % en fin de crue et à 80 % en période de basses-eaux. Les chlorures et sulfates ne sont associés qu'en début de crue ; le reste de l'année les sulfates ont un comportement indépendant du débit. Bicarbonates, magnésium et calcium évoluent toujours ensemble en sens inverse du débit ; le sodium y est associé en début de crue, alors qu'il est associé aux chlorures en fin de crue. La silice est toujours opposée aux MES, surtout en début de crue. Enfin, les MES sont indépendantes du débit en début de crue, puis ces deux facteurs sont parfaitement liés en fin de crue et basses-eaux.

Finalement, cette étude permet de mettre en évidence l'origine des éléments chimiques transportés par les eaux de surface et de schématiser leur comportement. Les sulfates proviennent de pollutions ponctuelles ; les chlorures sont d'origine atmosphérique ; et le cortège HCO_3 -Mg-Ca-Na, les MES, le K et la SiO_2 proviennent de l'érosion et de l'altération du bassin. Dans ce dernier ensemble, on note que :

- le cortège HCO_3 -Mg-Ca-Na est dilué par le débit ;
- les MES sont indépendantes du débit en début de crue, puis diluées par celui-ci ;
- le K a un comportement intermédiaire entre celui des MES et celui des autres espèces dissoutes du cortège HCO_3 -Mg-Ca-Na ;
- la silice dissoute, indépendante du débit, semble inversement liée aux MES, ce qui peut justifier une origine biogéochimique.

b) Les eaux de la Falémé à Kidira

Les trois premiers facteurs expliquent 82 % de la variance totale selon la répartition suivante : 62 % pour F_1 , 12 % pour F_2 et 8 % pour F_3 . Comme pour les eaux du Sénégal à Bakel, quatre pôles se distinguent : le

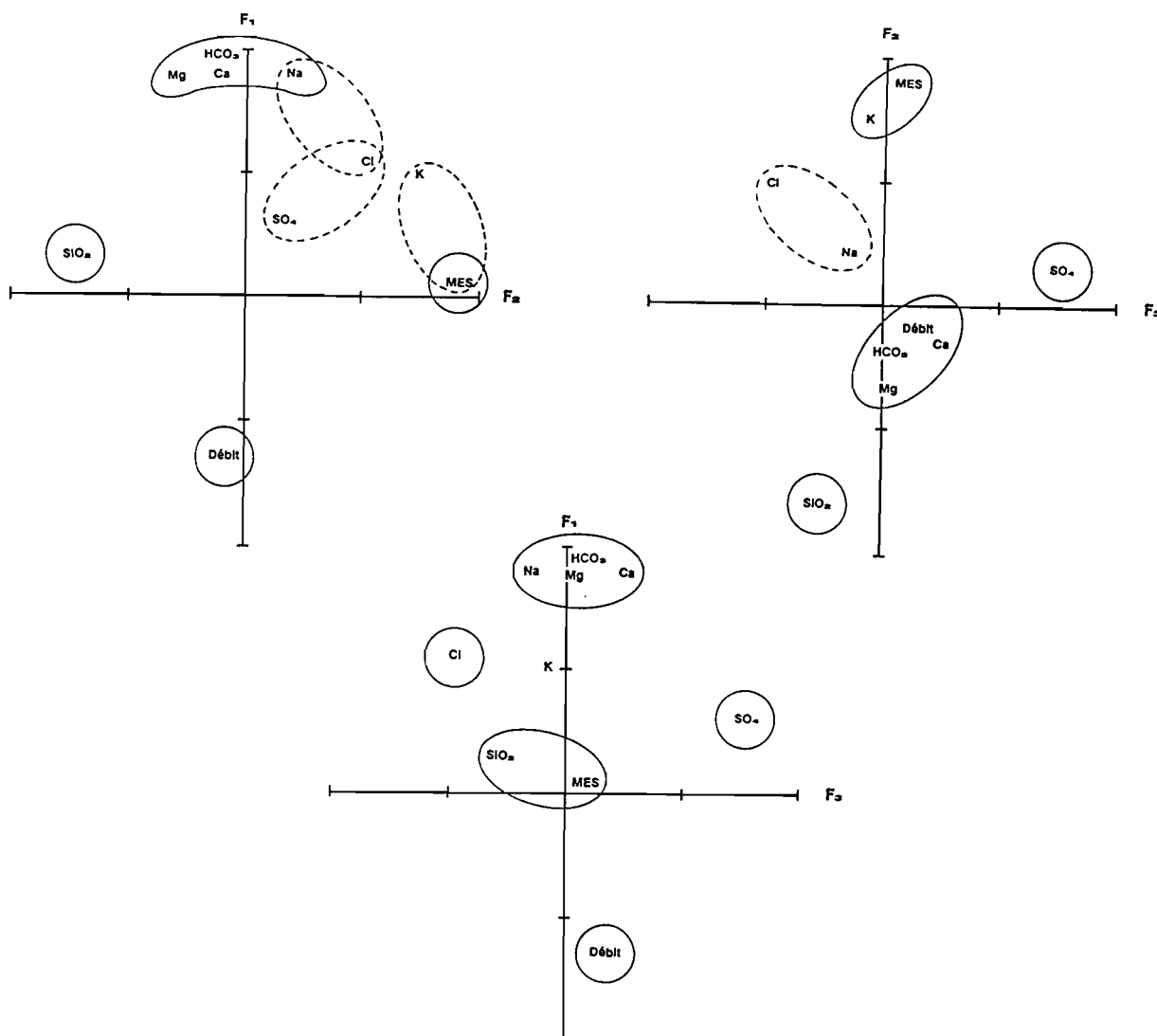


Fig.40 – Analyse en composantes principales des eaux du Sénégal à Bakel de 1979 à 1988 (n=229)

débit, les MES, la silice et l'ensemble des autres espèces dissoutes, à l'exception des sulfates qui ont encore un comportement distinct dû à leur apport par des pollutions ponctuelles. Cependant, l'effet de dilution par le débit est nettement moins prononcé. Le facteur F_2 représente encore l'opposition SiO_2 -MES ; il met également en évidence l'association due aux apports atmosphériques Na-Cl- SO_4 . Enfin, le facteur F_3 confirme le comportement distinct des MES et de la silice par rapport aux autres espèces dissoutes (y compris le potassium) vis-à-vis du débit. La distinction entre les différentes périodes hydrologiques ne met pas en évidence de comportements différents.

c) Les eaux de la Gambie à Kédougou

Les trois premiers facteurs n'expliquent que 75 % de la variance totale ; ceci est dû à la faible contribution du débit dans l'évolution des concentrations des différentes variables de qualité des eaux : le premier facteur ne représente que 39 % de la variance totale. Le facteur F_2 (20 % de la variance totale) correspond encore à l'opposition SiO_2 -MES, alors que le facteur F_3 met en évidence une opposition silice-chlorures. Dans ces eaux de la Gambie, le potassium est toujours associé aux chlorures, les MES aux débits, et il faut noter le

comportement singulier du sodium qui semble lié à la silice. Il apparaît donc ici un comportement différent des variables de qualité de ces eaux du domaine soudano-guinéen par rapport à celui des variables de qualité des eaux du domaine sahélien. Les variations sont moins nettes, le système évolue plus lentement, d'où des oppositions plus floues dans le comportement des différentes variables de qualité et d'où l'association remarquable des MES avec le débit. La séparation de la crue en deux périodes : montée des eaux et descente des eaux montre que l'association Cl-Na-K est plus forte en début de crue et met également en évidence l'importance, en début de crue, de la silice dissoute sur la charge totale. Durant cette période, l'association $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ est moins forte.

3. Etude des corrélations inter-éléments des eaux du Niger

Sur le Niger à Siguiri, le débit a une forte influence négative sur les teneurs des différentes espèces dissoutes et, dans une moindre mesure, sur les MES. Sur l'ensemble du bassin amont du Niger, la silice est bien corrélée au sodium. Les chlorures ne montrent aucune corrélation significative.

4. Utilisation du diagramme de Piper

Les moyennes arithmétiques sont reportées sur un diagramme de Piper, afin de voir dans quel domaine géochimique se situent ces eaux (fig.41). Les eaux des six cours d'eau étudiés sont en équilibre entre les trois pôles, calcique, magnésien et sodi-potassique. La Gambie serait plutôt à tendance calcique, le Tinkisso à tendance magnésienne et le Milo à tendance sodi-potassique.

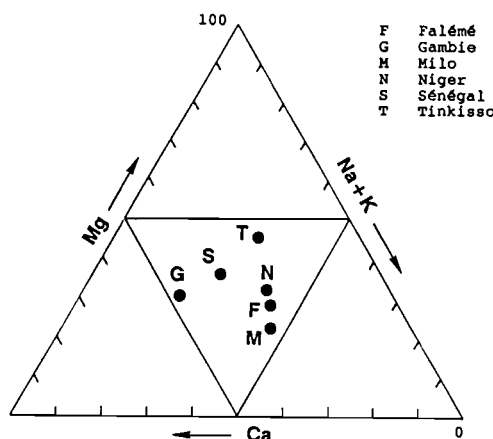


Fig.41 – Diagramme de Piper sur les eaux du Sénégal (S), de la Falémé (F), de la Gambie (G), du Tinkisso (T), du Milo (M) et du Niger (N)

C – QUALITÉ CHIMIQUE ET MINÉRALOGIQUE DES MATIÈRES EN SUSPENSION

Les analyses chimiques concernent d'une part les éléments majeurs : SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Mn_3O_4 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O et la perte au feu (H_2O^-), et d'autre part les éléments traces : Sr, Ba, V, Ni, Co, Cr, Zn, Cu, Sc, Y, Zr, Mn, La, Ce, Eu, Yb, Lu, Nb. Les analyses ont été faites au Centre de Géochimie de la Surface du CNRS à Strasbourg, à l'exception des échantillons de la crue 85/86 du Sénégal à Bakel analysés au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'université d'Orléans sous la responsabilité des professeurs TRICHET et LELONG. Toutes ces analyses ont été effectuées à l'aide d'un spectromètre d'arc à lecture directe (majeurs

et traces) et d'un spectromètre d'absorption atomique (dosage des alcalins). Les méthodes de préparation des solutions sont décrites par SAMUEL et ROUAULT (1983).

Les analyses minéralogiques par diffractométrie des rayons X sur les échantillons bruts et sur la fraction fine inférieure à $2\ \mu\text{m}$ ont été réalisées au Laboratoire de Géologie de l'ORSTOM à Dakar et au Centre de Géochimie de la Surface du CNRS à Strasbourg. Pour la fraction fine, la reconnaissance des espèces minérales argileuses a été faite à partir des tests classiques : un enregistrement sur pâte non traité d'un agrégat orienté (N), une saturation à l'aide d'un polyalcool qui élargit l'espace interfoliaire des smectites (Gl), un chauffage à 490°C pendant 4 heures qui détruit la kaolinite et déshydrate les smectites et les chlorites (Ch), un traitement à l'hydrazine-monohydraté qui affecte les espèces minérales du type kaolinite et permet de les distinguer des chlorites (Hyd). L'analyse quantitative est obtenue en estimant la teneur du minéral à partir de la hauteur de son pic principal de diffraction affectée d'un coefficient d'étalonnage empirique, selon la méthode préconisée par MAZALTARIM (1989).

Le dosage du carbone organique des matières en suspension de la crue 85/86 du fleuve Sénégal à Bakel a été effectué au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'université d'Orléans à l'aide d'un carmograph 8H WOSTHOFF/OHG (ORANGE, 1986). Pour les échantillons de la crue 86/87 de la Gambie à Kédougou, le carbone organique particulière a été dosé au Laboratoire de Géologie de l'ORSTOM à Dakar par la méthode ANNE (BAMBA, 1987). Et enfin, les autres analyses ont été faites au Centre de Géochimie de la Surface du CNRS à Strasbourg par absorption infrarouge.

Le dosage de la matière amorphe a été réalisé par QUANTIN au Laboratoire des Formations Superficielles de l'ORSTOM à Bondy. Seul trois échantillons de la crue 86/87 du fleuve Sénégal à Bakel ont été analysés par deux méthodes : la méthode BLAKEMORE et la méthode QUANTIN (JEANROY, 1983 ; QUANTIN et BOULEAU, 1983).

1. Caractères granulométriques

Les analyses granulométriques ont été réalisées au Laboratoire de Géologie de l'ORSTOM à Dakar par sédimentométrie (ORANGE, 1986). A Bakel, la fraction argileuse prédomine dans tous les prélèvements, à l'exception de trois regroupements correspondant chacun à des échantillons de la fin du mois de septembre, respectivement en 1981, 1982 et 1983 ; cette exception n'est pas enregistrée lors de la crue de 1985 (tableau 38). A chaque fois, elle correspond à une augmentation brutale de la fraction sableuse ; en 1983, cet événement est associé à une deuxième pointe de crue tardive, mais rien de tel pour les deux années précédentes. Cette légère prédominance de la fraction sableuse sur la fraction argileuse semble donc être ponctuelle.

Finalement, on retiendra que la fraction argileuse prédomine en toutes saisons ; elle est mieux représentée lors des premiers écoulements de la crue (de 93 % à 70 % de l'échantillon total) et diminue au cours de la montée des eaux au profit des fractions limoneuses et sableuses. Elle ne représente plus que 50 % à 60 % de l'échantillon total à la pointe de crue. En début de décrue, elle ré-augmente légèrement pour atteindre en fin de décrue, c'est-à-dire au début de la période d'alluvionnement, son maximum secondaire au détriment de la fraction sableuse, la fraction limoneuse restant relativement constante. L'équilibre entre les différentes fractions granulométriques est alors atteint : les argiles représentent un peu plus de 60 %, les limons 30 % et les sables moins de 10 %. Cette évolution correspond à celle enregistrée par LO (1984) sur la Gambie à Gouloumbou, à 200 km en aval de Kédougou.

La quasi-totalité des flux particuliers s'écoulant en période de hautes-eaux, la moyenne granulométrique est établie sur la période allant de juin à septembre. Ce découpage permet de comparer ces résultats avec les études antérieures (tableau 39). En moyenne, les MES du Sénégal à Bakel sont constituées de 65 % d'argiles ($<2\ \mu\text{m}$), de 18 % de limons fins (entre $2\ \mu\text{m}$ et $6,3\ \mu\text{m}$), de 9 % de limons grossiers (entre $6,3\ \mu\text{m}$ et $20\ \mu\text{m}$) et de 7 % de sables ($>20\ \mu\text{m}$). Cette répartition correspond à celle de la Gambie (LO, 1984), du Chari (GAC, 1980) et des rivières ivoiriennes (MONNET, 1972).

Tableau 38 – Granulométrie (en % de l'échantillon sec) des matières en suspension du Sénégal à Bakel durant les crues 81/82, 82/83, 83/84 et 85/86

Réf.	Date	Argiles <2 µm	Limons fins 2-6,3 µm	limons moyens 6,3-20 µm	Sables >20 µm	Réf.	Date	Argiles <2 µm	Limons fins 2-6,3 µm	limons moyens 6,3-20 µm	Sables >20 µm
Crue 81/82						B83-12	25/08-31/08	68	17	7	8
B81-1	12/06-11/07	71	23	4	2	B83-13	01/09-09/09	61	20	13	6
B81-2	12/07-29/07	70	20	5	5	B83-14	10/09-24/09	44	22	18	16
B81-3	30/07-16/08	67	19	10	4	B83-15	25/09-30/09	27	15	23	35
B81-4	17/08-03/09	57	21	12	10	B83-16	01/10-28/11	42	20	16	22
B81-5	05/09-25/09	63	18	11	8	Crue 85/86					
B81-6	26/09-31/01	25	23	26	26	B85-1	01/07-05/07	91	3	5	1
Crue 82/83						B85-2	06-	90	7	2	0
B82-1	25/06-17/07	67	25	7	1	B85-3	11-	93	4	3	1
B82-2	19/07-31/07	82	12	4	2	B85-4	16-	77	13	8	1
B82-3	02/08-16/08	57	27	9	7	B85-5	21-	71	12	14	3
B82-4	18/08-02/09	67	18	9	6	B85-6	26-	59	9	13	18
B82-5	03/09-19/09	48	27	16	9	B85-7	31/07-04/08	55	7	24	14
B82-6	21/09-31/05	24	20	18	38	B85-8	05-	63	11	9	17
Crue 83/84						B85-9	10-	60	11	13	16
B83-1	14/06-25/06	71	22	5	2	B85-10	15-	54	17	14	15
B83-2	26/06-30/06	93	5	2	0	B85-11	20-	57	11	22	11
B83-3	01/07-06/07	83	12	3	2	B85-12	25-	53	13	23	12
B83-4	07/07-10/07	47	17	23	13	B85-13	30/08-03/09	54	11	21	14
B83-5	11/07-17/07	72	15	9	4	B85-14	04-	60	9	17	14
B83-6	18/07-21/07	57	18	11	14	B85-15	09-	50	10	24	15
B83-7	22/07-31/07	63	19	12	6	B85-16	14-	54	9	21	16
B83-8	01/08-05/08	54	17	13	16	B85-17	19-	59	9	21	11
B83-9	06/08-12/08	58	15	12	15	B85-18	24-	64	12	16	8
B83-10	13/08-18/08	57	20	11	12	B85-19	29/09-03/10	64	12	17	8
B83-11	19/08-24/08	66	15	9	10	B85-20	04/10-05/10	61	7	22	10

Tableau 39 – Granulométrie moyenne des matières en suspension du Sénégal à Bakel et comparaison avec d'autres fleuves ouest-africains (en % de l'échantillon sec)

Date	Cycle	Argiles <2μm	Limons 2 à 6,3μm 6,3 à 20μm		Sables >20μm
Sénégal supérieur					
12/6-25/9	81/82	66	20	8	6
25/6-19/9	82/83	64	22	9	5
14/6-09/9	83/84	65	16	10	8
01/7-05/10	85/86	65	15	10	10
moyenne	81-86	65	18	9	7
Sénégal (KANE, 1985)					
Gambie (Lo, 1984)	81/82	76	17	5	2
Chari (GAC, 1979)	83/84	64	26	10	17
Bandama (MONNET, 1972)	70-74	65	18	17	13
	67-70	62	25		

2. Composition chimique des MES

L'étude de la composition chimique des matières en suspension transportées par les eaux de surface est peu répandue. Cette composition chimique est beaucoup moins variable que celle des eaux. L'ordre quantitatif des éléments y est toujours le même : dominance de la silice, de l'aluminium puis du fer (HOLEMAN, 1968 ; GAC et PINTA, 1973 ; MARTIN et MEYBECK, 1979 ; GAC, 1980 ; PROBST, 1983 ; MEYBECK, 1984 ; GAC et KANE, 1986 a ; KATTAN, 1989 ; ORANGE et GAC, 1990 b). Cependant, on peut noter des différences dues à la lithologie, à la taille des particules transportées, à la nature des écoulements et aux vitesses relatives des érosions chimique et mécanique.

a) Composition chimique moyenne des MES

Dans le tableau 40, les compositions chimiques des matières en suspension du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira et de la Gambie à Kédougou sont pondérées par le débit. Ces moyennes sont comparées à celles d'autres fleuves africains et à la moyenne mondiale. Bien que toutes ces compositions chimiques soient sensiblement semblables, quelques enseignements peuvent être tirés de ces comparaisons inter-africaines. Les suspensions du Sénégal à Bakel, de la Falémé et de la Gambie à Kédougou ont des compositions chimiques similaires, à l'exception cependant du calcium dont la teneur est cinq fois plus élevée dans les sédiments de la Falémé. D'autre part, les matières en suspension arrivant à l'embouchure du Sénégal sont moins siliceuses, plus alumineuses et ferriques. Tous ces fleuves ont des matières en suspension semblables à celles du Niger. Par contre, les MES du Milo à Kankan ne sont constituées que de 44 % de silice (58 % à Bakel) et le taux moyen d'alumine atteint les 29 % (19 % à Bakel) ; cette composition est semblable à celle du Chari amont, et se rapproche de celle de l'Oubangui et du Congo où les teneurs en fer sont beaucoup plus élevées. On voit transparaître dans ces regroupements l'impact de la zone climatique. Effectivement, du Sénégal au Congo, on passe du domaine tropical sec au domaine équatorial humide, ce qui se traduit dans les MES des fleuves par un appauvrissement en éléments mobiles dû à un lessivage plus important des paysages les plus humides (TARDY, 1969 ; GAC, 1980). Enfin, par rapport à la moyenne mondiale, toutes ces rivières africaines ont des MES pauvres en Ca, Mg, Na, K et silice, et riches en Al et Fe. Ces compositions chimiques moyennes traduisent une altération globale très avancée des sols des différents bassins drainés. Ce degré d'altération peut être mesuré par les deux paramètres suivants :

$$R_1 = \text{SiO}_2 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3) \quad \text{et} \quad \text{CH}_M = \text{Al} / (\text{Na} + \text{Mg} + \text{Ca})$$

R_1 mesure la vitesse de départ de l'alumine et du fer par rapport à la silice : plus sa valeur est petite, plus le niveau d'altération atteint est important. Au contraire, le "chemical maturity" (CH_M) de KONTA (1985), qui mesure la vitesse de départ des bases échangeables par rapport à l'alumine, augmente avec l'altération : on parle alors de maturité chimique du sédiment. Bien sûr, les suspensions qui présentent la plus grande maturité chimique résultent de l'altération ferralitique des roches cristallines. Les MES des cours d'eau étudiés se classent comme suit, par ordre croissant de maturité :

Monde <<< Falémé <<< Sénégal < Sénégal amont < Gambie amont <<< Chari amont < Milo

Cet arrangement par rapport à la moyenne mondiale traduit le lessivage intense des sols de tous ces bassins, le Milo étant le cours d'eau drainant le bassin versant le plus appauvri en éléments chimiques. Les MES de la Gambie et du Sénégal ont un degré de maturité intermédiaire. Enfin, il est remarquable de voir les MES de la Falémé plus immatures que ces dernières, cette position étant due à leur forte teneur en calcium.

Tous les éléments traces ont des concentrations inférieures aux moyennes mondiales, à l'exception du chrome. On notera les forts taux en Mn, Zn et Ba des MES de la Falémé, qui restent, cependant, inférieurs aux moyennes mondiales. Ce caractère souligne encore une fois le côté plus immature des matières en suspension de cette rivière. Dans ce domaine sahélo-soudano-guinéen, on ne retrouve pas les teneurs élevées en Zn et Cu de l'Oubangui situé en zone beaucoup plus humide, éléments associés aux phases ferriques dans les profils latéritiques (MOSSER, 1980 ; BEAUVAIS et MAZALTARIM, 1988). L'érosion sévissant dans ces

Tableau 40 – Comparaison des compositions chimiques des MES de quelques cours d'eau africains et de la moyenne mondiale (oxydes en % et traces en ppm)

Fleuve	Sénégal amont	Sénégal	Gambie amont	Falémé	Milo	Niger	Chari amont	Oubangui	Congo	Monde
Réf.	(1)	(2)	(1)	(1)	(1)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
MAJEURS	n=76		n=13	n=9	n=5					
SiO ₂	57,9	50,2	52,2	57,2	44,4	60,4	44,1	45,3	50,7	60,1
Al ₂ O ₃	19,3	24,0	18,9	18,8	29,1	26,3	28,6	27,9	30,0	17,0
Fe ₂ O ₃	8,0	9,7	9,3	7,5	8,0	7,8	8,5	21,9	13,6	7,4
TiO ₂	1,0	0,9	1,0	0,9	0,9	0,6	1,3	1,45	0,8	1,0
Mn ₂ O ₄	0,04	0,04	0,05	0,09	0,04	0,08	0,05	0,23	0,15	0,13
CaO	0,14	0,25	0,10	0,61	0,10	0,50	0,20	0,41	0,80	3,43
MgO	0,94	1,22	0,91	1,03	0,38	1,7	0,46	0,53	1,2	1,8
Na ₂ O	0,27	0,20	0,11	0,34	0,13	—	0,22	0,21	—	0,96
K ₂ O	1,60	1,72	1,78	1,68	0,71	1,1	0,94	1,23	1,1	2,5
P ₂ O ₅	0,21	—	0,23	0,003	0,21	0,7	—	0,69	0,48	—
H ₂ O ⁻	10,4	11,6	15,5	11,5	16,5	—	15,5	—	—	—
Somme	99,80	99,83	100,08	99,65	100,47	—	99,87	—	—	—
pH ₂ O	2,1	—	3,1	3,3	3,1	—	—	—	—	—
COP	1,2	—	5,1	2,0	2,7	—	—	—	—	—
SOP	0,02	—	—	0	0,009	—	—	—	—	—
TRACES									(5)	
Sr	56	55	—	73	32	—	34	41	76	150
Ba	324	336	—	461	236	—	228	473	439	600
V	149	172	—	140	129	—	104	157	136	170
Ni	64	107	—	66	75	—	82	93	71	90
Co	16	17	—	18	18	—	18	27	24	20
Cr	187	221	—	163	176	—	113	142	109	100
Zn	73	88	—	149	88	—	76	716	395	350
Cu	44	51	—	49	38	—	38	207	94	100
Sc	20	27	—	20	15	—	—	21	16	18
Y	31	31	—	33	17	—	—	30	25	—
Zr	291	179	—	272	171	—	—	193	265	—
Mn	265	—	—	698	299	—	—	—	—	—
Somme	1520	1204	—	2142	1294	—	—	—	—	—
R ₁	2,0	1,5	1,9	2,2	1,2	1,8	1,2	0,9	1,2	2,5
CH _M	7,3	6,4	8,6	4,3	22,1	—	15,1	12,1	4,8	1,2

n, nombre d'échantillons ; H₂O⁻ perte en eau à 1000°C ; pH₂O perte en eau à 110°C ; COP Carbone Organique Particulaire ; SOP Soufre Organique Particulaire ; R₁ = SiO₂/(Al₂O₃+Fe₂O₃) ; CH_M = Al/(Na+Mg+Ca) ; (1) cette étude ; (2) GAC et KANE, 1986 ; (3) MARTINS, 1982 ; (4) GAC, 1980 ; (5) GOMA, 1988 ; (6) SHOLKOVITZ *et al.*, 1978 ; (7) MARTIN et MEYBECK, 1979

régions ne semble pas suffisamment intense pour que les MES soient une image non déformée des profils latéritiques drainés dans ces paysages.

Par rapport à la composition chimique des sols de cette zone (ROQUIN *et al.*, 1990), les MES sont enrichies en alcalins et alcalino-terreux, et cet enrichissement est d'autant plus important en milieu nord-soudanien et sahélien, c'est-à-dire dans les zones les plus sèches. Deux explications concomitantes, qui mériteraient d'être vérifiées, sont proposées. D'une part, dans ces zones arides, les dépôts de poussières atmosphériques sont plus abondants et peuvent donc polluer les MES et leur apporter ainsi les éléments chimiques absents du paysage

amont car déjà lessivés. D'autre part, toujours dans ces zones arides, les argiles du type smectite-vermiculite sont plus fréquentes et leur capacité à stocker dans leur réseau les bases échangeables peut participer à une accumulation différentielle de ces cations retrouvés dans les MES.

b) Les MES du Sénégal à Bakel

Les alluvions du lit du fleuve Sénégal à Bakel ont été échantillonnées en août 1987 (tableau 41). SiO₂, Mn, Ca, Na, K y sont plus concentrés, de même que les éléments traces Sr, Ba et Zr ; Ti, P, Co et Y y sont en proportions équivalentes ; les autres espèces chimiques y sont moins abondantes.

Tableau 41 – Composition chimique des alluvions et des MES du fleuve Sénégal à Bakel (de 1980 à 1987) (oxydes en % et traces en ppm)

Eléments chimiques	Alluvions du Sénégal	MES du Sénégal					
		ME	DE	BE	Moyenne annuelle		
MAJEURS	n=4	n=44	n=28	n=4	n=76	Min	Max
SiO ₂	73,9	56,7	58,8	51,3	57,9	45,2	72,8
Al ₂ O ₃	11,5	19,9	18,9	23,7	19,3	12,3	26,0
Fe ₂ O ₃	4,9	8,2	7,8	9,4	8,0	5,1	11,3
TiO ₂	0,9	1,0	1,0	0,9	1,0	0,7	1,2
Mn ₃ O ₄	0,09	0,05	0,04	0,05	0,04	0,03	0,12
CaO	0,37	0,14	0,14	0,27	0,14	0,10	0,60
MgO	0,75	1,01	0,89	1,22	0,94	0,50	1,57
Na ₂ O	0,44	0,27	0,27	0,16	0,27	0,11	0,48
K ₂ O	1,73	1,63	1,57	1,66	1,60	1,19	2,22
P ₂ O ₅	0,18	0,20	0,22	0,20	0,21	0,0	0,46
H ₂ O ⁻	5,2	10,7	10,2	11,5	10,4	6,6	16,6
Somme	99,96	99,80	99,83	100,36	99,80	—	—
pH ₂ O	1,0	2,4	1,9	3,7	2,1	0,9	4,9
COP	0,5	1,1	1,2	1,0	1,2	0,6	1,8
SOP	0,007	0,003	0,04	0,01	0,02	0,0	0,08
TRACES							
Sr	89	56	57	59	56	46	73
Ba	525	328	321	364	324	257	506
V	98	155	145	158	149	95	195
Ni	52	72	59	84	64	34	136
Co	18	17	16	20	16	10	25
Cr	119	190	184	186	187	144	231
Zn	50	79	69	97	73	48	431
Cu	25	51	39	59	44	19	132
Sc	13	22	20	24	20	13	30
Y	31	32	31	34	31	20	42
Zr	498	254	316	182	291	163	449
Mn	625	273	260	332	265	176	404
Somme	2143	1529	1517	1599	1520	1520	1520
R ₁	4,53	1,85	2,30	1,51	1,99	—	—
CH _M	3,45	7,37	7,76	6,05	7,32	—	—

ME montée des eaux ; DE descente des eaux ; BE basses-eaux ; n, nombre d'échantillons ; H₂O⁻ perte en eau à 1000°C ; pH₂O perte en eau à 110°C ; COP Carbone Organique Particulaire ; SOP Soufre Organique Particulaire ; R₁ = SiO₂/(Al₂O₃+Fe₂O₃) ; CH_M = Al/(Na+Mg+Ca)

La séparation de l'année hydrologique en trois saisons ne montre aucun changement fondamental de la composition chimique des MES au cours du temps. Cependant, il est remarquable que tous les éléments traces aient leur concentration minimale au cours de la descente des eaux, à l'exception du Zr qui atteint sa teneur maximale durant cette période, et du Sr dont la teneur semble constante au cours de l'année. En ce qui concerne les éléments majeurs, Al, Fe, Mg, K et H_2O^- évoluent en sens contraire de la silice qui est le seul élément majeur à avoir sa concentration maximale en descente des eaux, ce qui correspond à l'époque où la fraction granulométrique sableuse est la plus importante. Ces tendances se traduisent par des rapports R_1 et CH_M élevés en milieu de crue. Cette variabilité au cours des crues est reproductible d'une année sur l'autre (GAC, 1980 ; PROBST et BAZERBACHI, 1986 ; KATTAN, 1989).

c) Les relations inter-éléments

L'analyse en composantes principales, portant sur les éléments majeurs et traces, le COP (Carbone Organique Particulaire), la concentration en MES et le débit, est effectuée sur une population de 58 échantillons. 70 % de la variance totale est expliquée par les trois premiers facteurs. Le premier facteur représente 43 % de cette variance ; il matérialise une opposition très nette entre un pôle Si et un pôle Al-Fe auquel est associée l'eau de la perte à 1000°C ; ce dernier pôle représente un pôle argileux et l'autre un pôle sableux. Ainsi, ce facteur visualise les espèces chimiques associées aux différentes classes granulométriques. Si, Zr, Na, et dans une moindre mesure Sr et Ba, sont liés aux sables. Par contre, Mg, Mn, Cu, Cr, Co, Zn, V, Sc et Y accompagnent les argiles ; en effet, d'après MOSSER *et al.* (1985), ces éléments s'accumulent préférentiellement dans l'horizon argileux (PINTA et OLLAT, 1961 ; MOSSER *et al.*, 1974 ; MOSSER, 1980, 1987). Le Zr est un élément lourd et son association avec le quartz est due à une accumulation de ces deux éléments dans les zones basses situées à la périphérie des plateaux latéritiques, suite à un lessivage des particules argileuses les plus fines (ROQUIN *et al.*, 1990). Au contraire, le vanadium est un marqueur utilisé en prospection géochimique pour caractériser les zones hautes à accumulations kaoliniques. Le facteur F_2 explique 19 % de la variance totale ; il matérialise l'opposition d'évolution entre le COP et les MES. Le facteur F_3 ne représente que 8 % de cette variance, et il est difficile de déterminer le processus qui le contrôle. L'association de Na avec la phase sableuse ou les plus forts débits n'a pu être expliquée.

L'analyse des tableaux de corrélation permet de préciser certains points. Al et Mg sont les deux seuls éléments à être influencés par le débit avec lequel ils sont corrélés négativement. Il est intéressant également de noter que les teneurs en Mn, Ti, Mg, Y, Ba et Sr augmentent avec la concentration en MES, que le P est lié positivement au Mg et à la perte à 1000°C et négativement à la silice, signifiant donc qu'il accompagne le cortège argileux bien qu'il ne soit, curieusement, lié à aucun élément trace, seul élément majeur dans ce cas. Conformément aux prospections géochimiques réalisées dans les paysages latéritiques du SW malien (ROQUIN *et al.*, 1989), l'opposition plus marquée entre Si et Al qu'entre Si et Fe confirme que les MES proviennent essentiellement des zones basses du paysage (zones de flat).

La séparation de la période de crue en montée des eaux et descente des eaux montre clairement que, en fin de crue, les MES augmentent avec le débit alors que le COP diminue : cette évolution est classique alors que le système est stabilisé. Par contre, en début de crue, les MES qui évoluent indépendamment du débit brouillent toute l'information.

d) Les Terres Rares

Les Terres Rares ont été analysées sur deux échantillons du Sénégal à Bakel, sept échantillons de la Falémé à Kidira et cinq échantillons du Milo à Kankan (tableau 42). Pour tous les fleuves et quel que soit le débit ou l'époque de l'année, l'abondance relative est toujours la suivante : $Ce > La > Nb > Yb > Lu$. Le lutétium et l'ytterbium sont mieux représentés dans les suspensions du Sénégal et de la Falémé, le lanthane et le cérium sont plus abondants dans le bassin du Niger, le niobium est quasi constant d'un fleuve à l'autre, l'euprasiu est non détecté. Lanthane, ytterbium et cérium sont dilués par le débit, alors que le lutétium semble augmenter avec celui-ci et que le niobium en est indépendant. Deux groupes s'opposent : l'association Yb-Lu qui est liée positivement à la concentration en MES, et l'association La-Ce-Nb. Le premier groupe

Tableau 42 – Composition chimique en Terres Rares des MES du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira et du Milo à Kankan (de 1983 à 1987)

	An	Réf.	Q _j (m ³ /s)	C _{MES} (mg/l)	ppm de Terres Rares					
					La	Ce	Eu	Yb	Lu	Nb
SENEGAL	83	B83-23	963	336	28,5	54,1	1	2,8	0,5	18,8
	83	B83-25	748	241	28,0	53,2	1	2,6	0,5	17,2
FALEME	84	K161	4	566	38,8	66,8	1	3,1	0,3	17,1
	85	K175	99	750	49,3	88,6	1	3,4	0,4	20,5
	85	K185	236	312	37,5	63,2	1	3,1	0,4	15,7
	85	K195	296	223	37,4	59,7	1	3,0	0,4	15,8
	85	K200	349	265	32,2	56,1	1	3,0	0,2	15,1
	86	K207	33	397	46,8	70,3	1	3,0	0,3	18,5
	86	K217	254	211	38,4	64,3	1	3,1	0,1	17,8
MILO	87	KK-1	—	104	54,6	108,0	1	1,9	0,2	19,2
	87	KK-2	—	121	61,7	105,0	1	1,9	0,1	20,1
	87	KK-3	—	61	56,7	88,9	1	1,8	0,1	18,3
	87	KK-4	—	81	45,0	81,0	1	1,3	0,2	19,3
	87	KK-5	—	37	39,1	71,4	1	1,3	0,1	18,8

Q_j débit journalier ; C_{MES} concentration en MES

est lié positivement à la silice, au potassium et au sodium, et négativement à l'aluminium, au phosphore et à l'eau de constitution. Ces caractéristiques montrent que ce groupe de Terres Rares est lié à l'exportation du quartz dans les fractions granulométriques les plus grossières ; l'exportation de ces fractions grossières est également liée à l'intensité des débits (corrélation positive entre Lu et Q). A l'opposé, le deuxième groupe (La, Ce, Nb) est associé aux minéraux argileux caractérisés par l'eau de constitution et l'alumine, de même que par le phosphore qui est fortement adsorbé par les argiles (HALL et BAKER, 1971 ; GOLTERMAN, 1978 ; PROBST, 1985 ; LE ROUX *et al.*, 1987). Enfin, ces quelques analyses des Terres Rares confirment l'association du Na, Zr, Sr et Ba à la phase sableuse.

3. Le carbone organique particulaire (COP)

La quantité de matière organique dans les matières en suspension est évaluée à partir du taux de COP. Il est généralement admis que ce COP représente 50 % de la masse totale de matière organique (MEYBECK, 1982). Les bassins versants amont du Sénégal, de la Gambie et du Niger étant constitués essentiellement de roches cristallines, le COP est issu de la matière organique détritique allochtone provenant des sols et de la matière organique autochtone formée dans la rivière (MEYBECK, 1984). Le pourcentage de COP est le plus bas dans les MES du Sénégal (1,2 %) ; ensuite on trouve la Falémé (2 %), le Milo (2,7 %) et la Gambie (5,1 %) (tableau 40). Cette particularité de la Gambie est liée au faible taux de MES exportées par ce fleuve. En effet, l'analyse en composantes principales a montré que le principal facteur de variation des teneurs en COP est la concentration en MES. Ce phénomène de dilution de la matière organique détritique récente par les suspensions inorganiques lors des crues (fig.42) est une caractéristique mondiale (MEYBECK, 1984 ; MARTINS et PROBST, 1991) ; les points représentatifs du Sénégal, du Milo et de la Gambie s'inscrivent parfaitement sur la courbe moyenne d'évolution mondiale déterminée par MEYBECK (1984) ; les quatre points de la Falémé sont légèrement au-dessus (fig.43). Les plus faibles charges solides (5 mg/l) correspondent à des taux de COP de 8 % et les plus fortes (2000 mg/l) à des valeurs de 0,6 %.

Par rapport aux grands fleuves du monde, les MES du Sénégal ont un faible taux de COP : 1,8 % pour l'Amazone (EDMOND *et al.*, 1981), 2,4 % pour le Yang-Tse-Kiang (MILLIMAN *et al.*, 1984), 2,5 % pour l'Orénoque (DEGENS, 1982). Bien sûr, des investigations plus approfondies sur la nature du carbone organique particulaire et sur les formes d'origine planctonique mériteraient d'être précisées. Mais en première

approximation, en l'absence de mesures sur la chlorophylle, abstraction a été faite de la production d'algues et il est admis dans les calculs ultérieurs d'érosion mécanique que la totalité du COP est issue des horizons supérieurs des sols du bassin. Cette hypothèse, vraie en période de crue mais pas en période de basses-eaux, semble justifiée du fait de la répartition annuelle des écoulements dans cette zone géographique (chapitre IV).

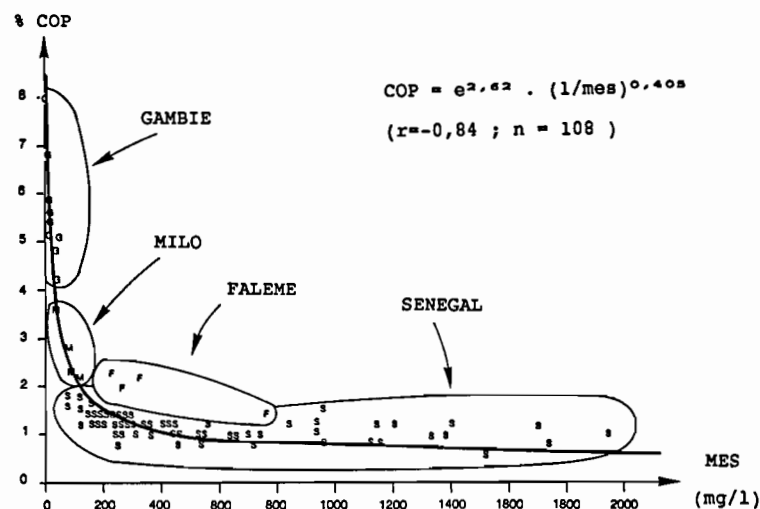


Fig.42 - Evolution du COP en fonction des MES dans les bassins versants du Sénégal, du Niger et de la Gambie

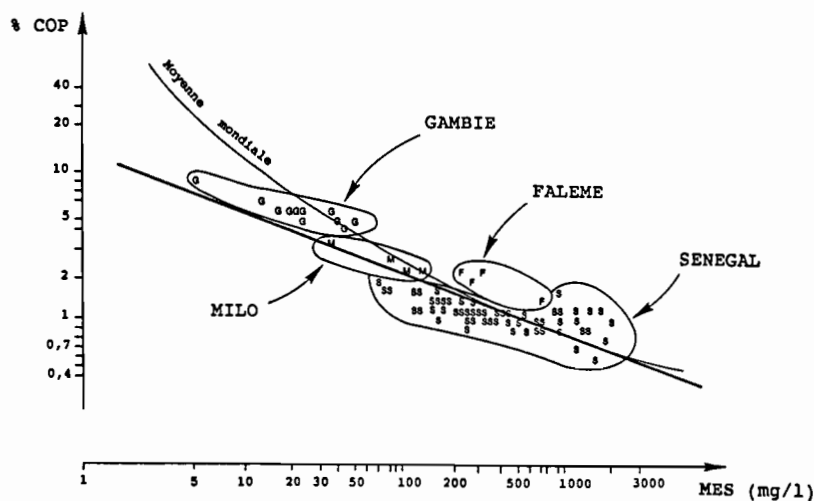


Fig.43 - Comparaison de l'évolution du COP en fonction des MES dans les bassins versants du Sénégal, du Niger et de la Gambie avec la moyenne mondiale

4. Minéralogie des MES

a) Les matières amorphes

Les constituants amorphes des MES ont rarement été étudiés, du fait de la difficulté de la détermination qualitative et quantitative de ces produits minéraux secondaires (SÉGALEN, 1968 ; QUANTIN et BOULEAU, 1983). Sous le vocable "produits amorphes", des produits très divers sont regroupés, le passage de l'état amorphe *sensu stricto* à l'état cristallisé étant progressif. Les trois échantillons de MES du Sénégal analysés (en début, milieu et fin de crue) indiquent qu'il n'y a quasiment pas de silice de type allophane, un peu

d'hydroxyde d'alumine non cristallisé ou para-cristallin (0,5 % en Al_2O_3) et, en proportion variable, un peu d'oxy-hydroxydes de fer para-cristallin très fins (de 0,4 à 0,7 % de Fe_2O_3). Ceci donne un total de 1 % de matières amorphes dans les suspensions du Sénégal. Ces résultats sont largement inférieurs à ceux publiés par GAC (1980) sur les MES du Chari : 0,3 à 1,2 % de SiO_2 , 0,6 à 1,4 % de Al_2O_3 , 2,7 à 3,5 % de Fe_2O_3 et une moyenne totale de 3,7 % des MES. Cette grande différence est due à la méthode d'analyse utilisée ; les résultats obtenus sur le Chari sont largement surestimés, la méthode dite de "Ségalen" étant trop forte et détruisant déjà quelques édifices cristallins (QUANTIN, 1989).

b) L'information fournie par les diffractogrammes RX

L'analyse par diffractométrie RX confirme la faible variabilité minéralogique des matières en suspension des fleuves (CARRÉ, 1972 ; MARTIN et MEYBECK, 1979 ; GAC, 1980 ; MARTINS, 1982 ; PROBST, 1983). Le quartz et la kaolinite sont, dans cette zone géographique, les deux espèces minérales dominantes (tableau 43). Sur le bassin amont du Sénégal, le quartz semble mieux représenté en période de descente des eaux alors que la kaolinite est la plus abondante en basses-eaux. Comparativement à la minéralogie des alluvions du lit du fleuve, les MES sont appauvries en quartz, feldspaths, illite et enrichies en kaolinite et goethite. Sur le bassin amont du Niger, la kaolinite est nettement plus abondante que le quartz. L'analyse de l'échantillon total ne permet pas de quantifier les autres espèces minérales : illite, smectite et feldspath sont toujours reconnus, la goethite est difficile à voir mais semble toujours être présente ; l'hématite, déterminée à l'état de trace, n'a été identifiée nettement que sur les suspensions de la Falémé ; la gibbsite enfin n'a été trouvée que dans les suspensions du Niger.

L'analyse de la fraction fine a permis de quantifier cinq minéraux (tableau 43). En plus des trois espèces argileuses classiques (kaolinite, illite et smectite), le quartz et la goethite y sont toujours représentés. Sur la Falémé, le Milo et dans les basses-eaux du Sénégal, le quartz est peu représenté. Une analyse en composantes principales montre que la goethite est associée à la phase argileuse à l'opposé du quartz. La proportion d'illite semble légèrement supérieure à celle de smectite. On note une diminution de la quantité d'illite au cours de

Tableau 43 – Analyse minéralogique par diffractométrie RX des alluvions et des MES du fleuve Sénégal à Bakel (de 1980 à 1987), de la Falémé et du Milo

Minéral	Alluvions du Sénégal	ME	Sénégal à Bakel		Moyenne	Falémé à Kidira	Milo à Kankan
			DE	BE			
ECHANTILLON TOTAL							
	n=4	n=40	n=21	n=4	n=65	n=11	n=5
Quartz	+++++	++++	+++++	+++	++++	++++	+++
Kaolinite	+++	++++	+++++	+++++	++++	++++	+++++
Illite	+++	+++	+++	+++++	+++	++++	+++
Smectite	+++	+++	+++	+++	+++	+++	++
Feldspath	++	+	++	+	+	++	+
Goethite	tr	+	tr	+	+	++	+
Hématite	tr	tr	tr	tr	tr	+	tr
Gibbsite	—	—	—	—	—	—	+
FRACTION < 2 μ (en %)							
Quartz	20	32	34	2	33	8	2
Kaolinite	29	39	39	50	39	52	90
Illite	32	15	13	13	14	17	5
Smectite	16	11	10	33	11	19	1
Goethite	3	3	4	2	3	4	2

n, nombre d'échantillons ; ME montée des eaux ; DE descente des eaux ; BE basses-eaux ; — manquants ; tr traces ; + appréciation qualitative de la présence du minéral

la période de crue. Ainsi, en basses-eaux, il y a alors beaucoup plus de smectite que d'illite. Les smectites identifiées font partie de la famille des interstratifiés irréguliers 10-14 Sm.

c) Reconstitution de la minéralogie des MES à partir de leur composition chimique

La composition minéralogique des MES est peu étudiée (ANGINO *et al.*, 1974 ; GAC, 1980 ; BRADLEY, 1982 ; GAC et KANE, 1986 a ; KATTAN, 1989). Une méthode de reconstitution de la distribution des espèces minéralogiques à partir de la composition chimique des matières en suspension est proposée. C'est une variante de la méthode utilisée par GAC et KANE (1986 a) et ORANGE (1986). La différence fondamentale consiste à distribuer le potassium entre une illite et une smectite au prorata des proportions mesurées sur les enregistrements RX de la fraction fine (MAZALTARIM, 1989), alors que ces premiers attribuaient tout le potassium à une illite. Ainsi, après avoir retiré la faible part d'oxydes d'aluminium et de fer revenant à la matière amorphe dont le taux est fixé à 1 % (50 % Al_2O_3 et 50 % Fe_2O_3), une illite et une smectite sont bâties simultanément. L'illite choisie est du type de celle trouvée dans les grès des Vosges (MOSSER *et al.*, 1971) : SiO_2 (52,6 %), Al_2O_3 (25,2 %), Fe_2O_3 (3,5 %), TiO_2 (0,68 %), Mn_3O_4 (0,09 %), K_2O (8,17 %), MgO (2,7 %), CaO (0,5 %), Na_2O (0,16 %) et H_2O^- (5,82 %). La smectite est une montmorillonite pure des Vosges (TARDY, 1969) : SiO_2 (54 %), Al_2O_3 (25,6 %), Fe_2O_3 (5,8 %), TiO_2 (0,26 %), Mn_3O_4 (0,05 %), K_2O (1,64 %), MgO (2,2 %), CaO (1,2 %), Na_2O (0,6 %) et H_2O^- (9,47 %). Le magnésium, le calcium ou le sodium peuvent être des facteurs limitants ; dans ce cas, le potassium restant sera attribué à la matière organique. Après déduction des fractions d'oxydes liées à ces deux minéraux, la quantité restante de magnésium est utilisée pour fabriquer une vermiculite classique (MILLOT, 1964) : SiO_2 (30,2 %), Al_2O_3 (15,4 %), Fe_2O_3 (24,2 %), MgO (12,1 %) et H_2O^- (18,1 %). Ensuite, on forme successivement de l'albite avec le sodium, de l'anorthite avec le calcium, de la goethite avec le fer, de la kaolinite avec l'aluminium et du quartz avec le silicium. Le résidu de potassium et de phosphore est ajouté au résidu d'eau de constitution pour former de la matière organique. Il reste une part d'oxydes de titane et de manganèse non utilisée inférieure à 1 % ; elle peut être négligée car ces éléments sont associés à des minéraux déjà formés.

Par cette méthode, on retrouve la distribution annoncée par les RX (tableau 44). D'autre part, le taux de matière organique ainsi estimé est en accord avec les mesures de COP ; il semble que la matière organique représente 3 à 4 fois le taux de COP du Sénégal, 2 à 3 fois celui de la Falémé et du Milo et 2 fois celui de la Gambie. C'est dans les MES du Sénégal que le quartz est le mieux représenté ; il faut noter également l'importance de la kaolinite dans les MES du Milo, l'importance de l'illite et de la smectite dans les MES de la Falémé, l'importance de la matière organique dans les MES de la Gambie (fig.44).

La comparaison avec la minéralogie des alluvions du lit du fleuve Sénégal montre que celles-ci sont largement plus riches en quartz et illite, et appauvries en kaolinite, goethite et matière organique (fig.45). Kaolinite, vermiculite, goethite, feldspath et matière organique sont évacués en proportion constante au cours de la crue (époque où le courant est le plus fort) et l'ensemble illite-smectite surtout en période de basses-eaux (fig.45).

II – LES FLUX DE MATIÈRES DANS LES BASSINS DU SÉNÉGAL, DE LA FALÉMÉ, DE LA GAMBIE ET DU NIGER

A – DESCRIPTION DES FLUX DE MATIÈRES DU SÉNÉGAL A BAKEL

Le débit d'un cours d'eau est sa variable descriptive la plus facilement accessible. Il est donc intéressant d'avoir une méthode qui permette d'estimer les flux de matières à partir de la seule connaissance du volume d'eau écoulée à un exutoire donné. Cet objectif peut être atteint en deux étapes. Dans un premier temps, il s'agit de comprendre l'acquisition de la charge dissoute et particulaire par les eaux de surface, et, ensuite, de

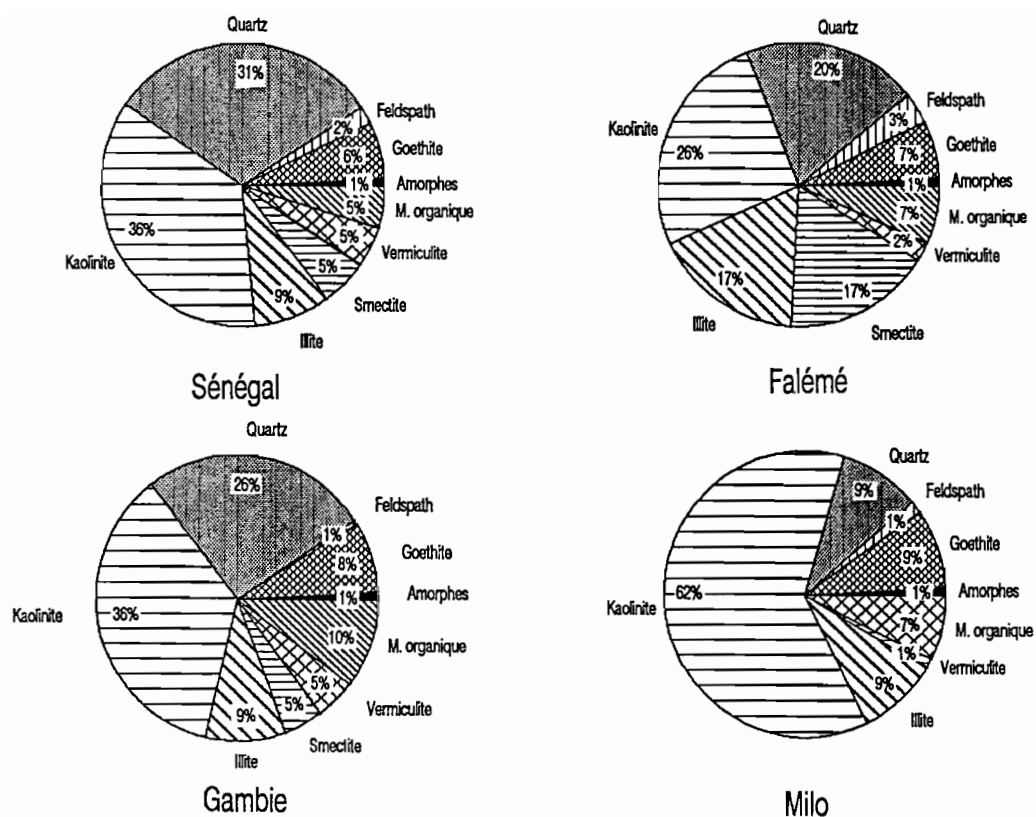


Fig.44 – Reconstitution de la minéralogie des MES du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira, de la Gambie à Kédougou et du Milo à Kankan

Tableau 44 – Reconstitution minéralogique (en %) des alluvions et des MES du fleuve Sénégal à Bakel (de 1980 à 1987), de la Falémé, du Milo et de la Gambie à Kédougou

Minéral	Alluvions du Sénégal	Sénégal à Bakel				Falémé à Kidira	Milo à Kankan	Gambie à Kédougou
		ME	DE	BE	Moyenne			
ECHANTILLON TOTAL								
	n=4	n=47	n=30	n=6	n=83	n=13	n=5	n=13
Amorphes	1	1	1	1	1	1	1	1
Illite	19,4	8,9	8,3	12,5	8,6	17,2	9,3	9,2
Smectite	8,2	5,9	4,8	17,0	5,4	16,9	0,3	4,5
Vermiculite	0,3	5,1	4,5	4,1	4,8	2,3	1,1	4,7
Albite	3,0	1,9	2,0	0,4	1,9	1,6	1,2	0,5
Anorthite	0,8	0,1	0,2	0,1	0,1	1,9	0,2	0
Goethite	3,9	6,4	6,3	6,1	6,4	6,5	8,9	7,9
Kaolinite	8,6	36,7	35,6	37,7	36,1	26,0	61,5	36,1
Quartz	52,4	29,5	32,6	17,1	31,1	20,0	9,2	26,0
M. organique	2,4	4,5	4,7	4,0	4,6	6,6	7,3	10,1

n, nombre d'échantillons ; ME montée des eaux ; DE descente des eaux ; BE basses-eaux

quantifier le flux de matières exportées. Ainsi, pour chaque variable de qualité testée, la meilleure relation débit-concentration est recherchée.

Alluvion du Sénégal

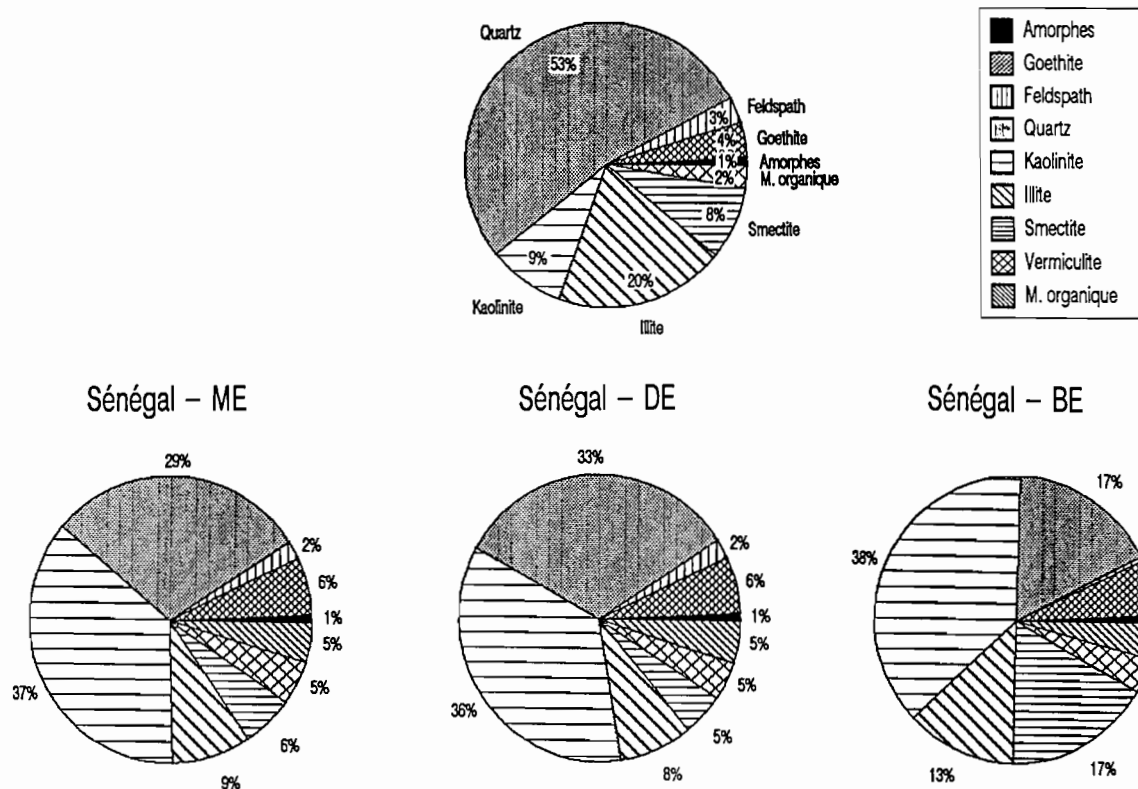


Fig.45 – Reconstitution de la minéralogie des alluvions et des MES du Sénégal à Bakel au cours de la crue (ME montée des eaux, DE descente des eaux, BE basses-eaux)

1. Evolution des concentrations au cours de la crue et origine des éléments dissous

a) Variations des concentrations au cours de l'année

Les neuf années de suivi de la chimie des eaux du fleuve Sénégal montrent que l'évolution journalière des concentrations en éléments dissous est progressive au cours de l'année, à l'exception des sulfates et des chlorures qui proviennent de pollutions ponctuelles ou atmosphériques. La figure 46 représente l'évolution journalière des différentes espèces dissoutes au cours de l'année 1981, année ayant eu le plus grand nombre de prélèvements (ORANGE, 1990). Les bicarbonates, le magnésium, le calcium, le sodium et la charge dissoute totale TDS ont des comportements analogues : il y a augmentation régulière des concentrations jusqu'à l'arrivée de l'onde de crue qui a pour effet de diluer les eaux. Le potassium est un élément ayant une concentration relativement constante et les quelques variations enregistrées sont corrélées à celles de la silice. Pour ces deux espèces chimiques, l'arrivée de l'onde de crue se traduit par une augmentation de la concentration ; puis celle-ci chute à son minimum au milieu de la période des hautes-eaux. Enfin, les évolutions en dents-de-scie des chlorures et sulfates confirment leur apport uniquement par voie atmosphérique ou domestique. Ainsi, les fluctuations saisonnières des concentrations sont dues principalement aux variations des débits et, dans une moindre mesure, aux processus biogéochimiques internes au cours d'eau, qui suivent des cycles saisonniers superposables aux cycles hydrologiques.

La faible variabilité des concentrations pour la plupart des espèces chimiques autorise à calculer les flux de matières par une méthode stochastique, à la seule condition de faire des prélèvements hebdomadaires en début de crue, un prélèvement mensuel étant suffisant pour les autres mois de l'année.

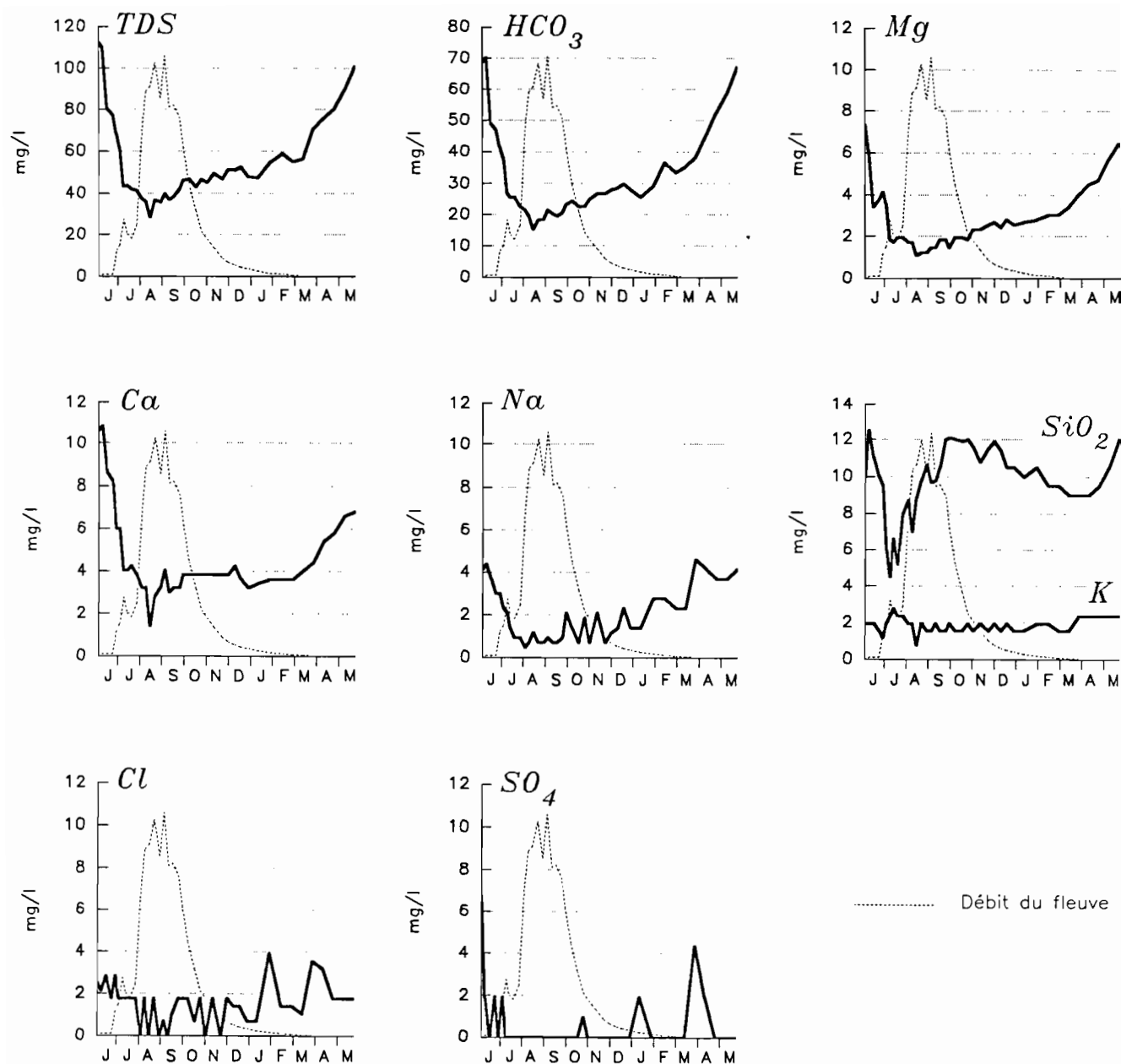


Fig.46 – Variation annuelle des concentrations journalières des espèces dissoutes du fleuve Sénégal à Bakel au cours de l'année 1981

b) Les relations débit-concentration des éléments dissous

A l'exception des sulfates, du potassium et de la silice, la meilleure corrélation existe entre le log de la concentration et le log du débit, ce qui signifie que la concentration est toujours une fonction puissance du débit (fig.47).

Pour la charge totale dissoute, les bicarbonates, le magnésium, le sodium, et dans une moindre mesure pour le calcium et les chlorures, la dispersion des points observés autour de la relation calculée est faible (fig.47) ; cette estimation est alors hautement significative. En ce qui concerne le calcium, les quelques points largement au-dessus de la courbe résultent de pollutions : l'analogie avec les pollutions en sulfates

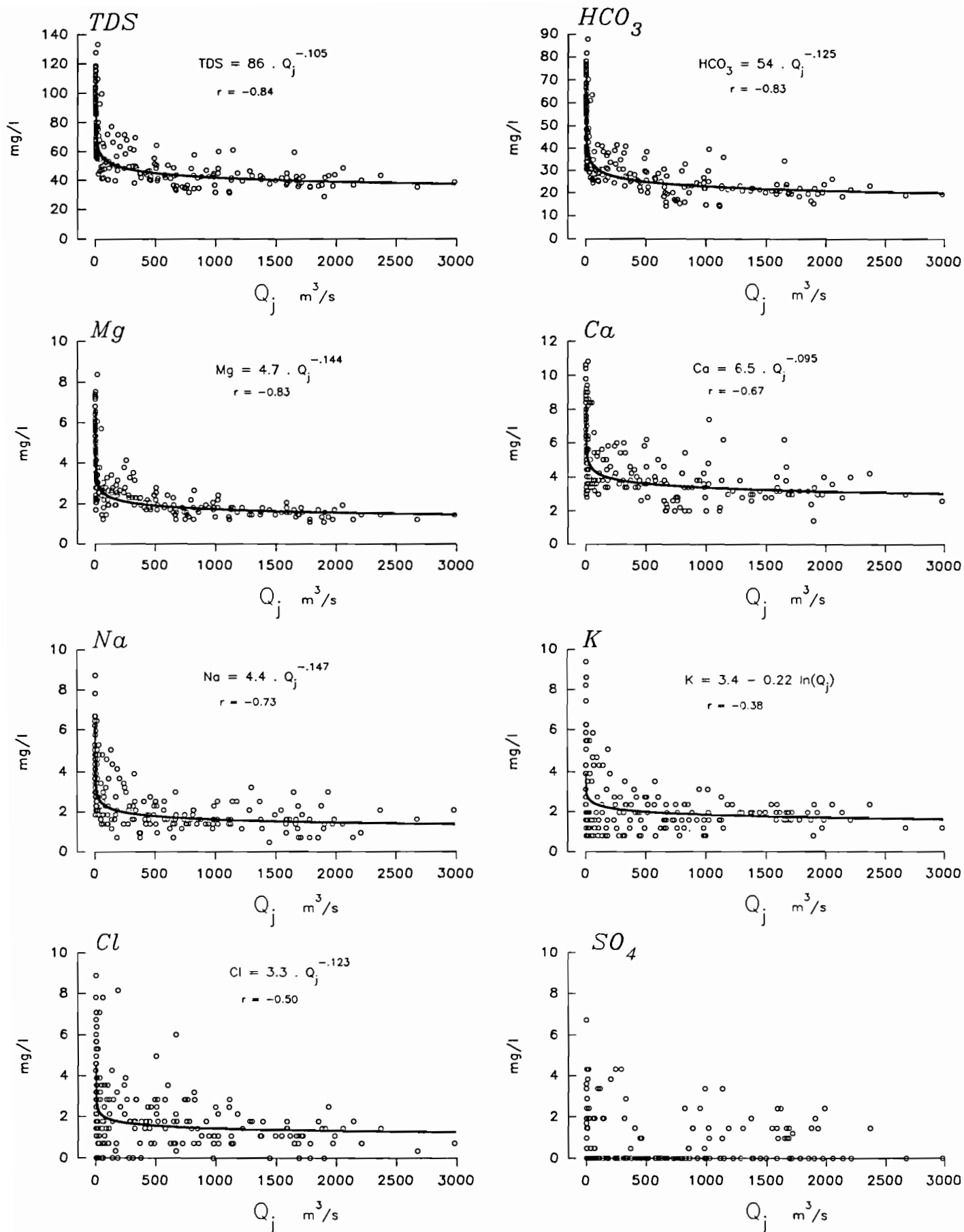


Fig.47 – Relations débit-concentration des différentes espèces chimiques dissoutes des eaux du fleuve Sénégal à Bakel

Tableau 45 – Relations débit-concentration des variables de qualité des eaux du fleuve Sénégal à Bakel

Variables	Relations	r	p	n
TDS	$C = 86,38 \cdot Q^{-0,105}$	-0,84	0,01 %	221
HCO ₃	$C = 54,11 \cdot Q^{-0,125}$	-0,83	0,01 %	221
Mg	$C = 4,68 \cdot Q^{-0,144}$	-0,83	0,01 %	221
Na	$C = 4,43 \cdot Q^{-0,147}$	-0,73	0,01 %	221
Ca	$C = 6,53 \cdot Q^{-0,095}$	-0,67	0,01 %	221
Cl	$C = 3,35 \cdot Q^{-0,123}$	-0,50	0,01 %	221
MES	$C = 27,8 \cdot Q^{0,276}$	0,46	0,01 %	221
K	$C = 3,36 - 0,22 \text{ Log} Q$	-0,38	0,01 %	221
SO ₄	$C = 2,73 - 0,14 \text{ Log} Q$	-0,36	0,1 %	80
SiO ₂	—	0,24	0,04 %	221

C en mg/l ; Q en m³/s ; r : coefficient de corrélation ; p : niveau de signification ; n : nombre d'observations

laisse penser à des apports en gypse provenant de l'activité humaine du bâtiment. Pour ces cinq espèces chimiques et la charge totale dissoute, leur concentration dans les eaux du fleuve correspond à une dilution par le débit (tableau 45).

La concentration en potassium est une fonction log du débit, ce qui correspond à une dilution moins rapide que les éléments précédents. Le nuage de points diffus pour les débits inférieurs à 1000 m³/s (fig.47) fait que le coefficient de corrélation est faible ; mais son niveau de signification est encore de 0,01 % (tableau 45). La décomposition de l'année en trois périodes permet d'améliorer nettement ce modèle ; la corrélation entre valeurs prédites et valeurs observées passe de 0,38 à 0,62 (fig.48). Il y a dilution en période de hautes-eaux puis, à partir de septembre, alors que le débit diminue, la concentration diminue également jusqu'en février, au coeur de la saison sèche ; entre mars et le début de la crue en juin, il y a concentration des eaux par évaporation.

En ce qui concerne les sulfates, leur apport par pollution anthropique et la faible sensibilité de la méthode analytique utilisée font que cette espèce chimique ne peut donner une bonne information sur l'érosion et l'altération régnant dans le paysage étudié. Leur étude ne montre donc ici que peu d'intérêt.

Finalement, toutes les espèces chimiques dissoutes se comportent en première approximation comme si la contribution des eaux de ruissellement aux apports dissous était négligeable.

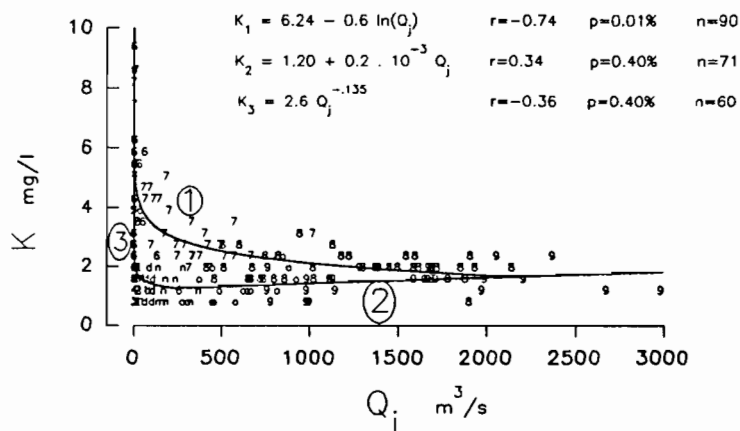


Fig.48 – Estimation des teneurs en potassium des eaux du fleuve Sénégal à Bakel en fonction du débit journalier

c) Le cas particulier de la silice dissoute

L'évolution particulière de la concentration en silice dissoute a déjà été soulignée ; aucune relation satisfaisante n'existe entre cette espèce chimique et le débit. Cette particularité du comportement de la silice dissoute est bien connue et beaucoup d'études y ont été consacrées, aussi bien sur le terrain qu'en laboratoire, mais les résultats sont assez contradictoires et les opinions très divergentes (MONNET, 1972 ; SHOLKOVITZ, 1976 ; ASTON, 1983 ; WOLLAST et MACKENZIE, 1983 ; GAC et KANE, 1986b). La silice dissoute provient en majeure partie de l'altération des silicates (MACKENZIE et GARRELS, 1966 ; ERHART, 1973 ; MEYBECK, 1984) et sa chute de concentration juste avant l'arrivée de l'onde de crue est souvent attribuée à une prolifération de diatomées. Cependant, une étude menée à 300 km en aval de Bakel en 1988 n'a pas montré de variations significatives du plancton au cours de l'année hydrologique en fonction de la silice dissoute (CECCHI, 1989) : en toute saison, on observe un peuplement complexe formé surtout de cyanophycées filamenteuses (*Anabbaena* sp.), de diatomées pennées (*Synedra* sp. et *Navicula* sp.) et centriques (*Melosia* sp.). Enfin, l'augmentation de la concentration en silice dissoute au cours de la période des hautes-eaux peut correspondre aux apports dissous de surface dus au développement important de la végétation (BARTOLI et SOUCHIER, 1978).

La corrélation multiple expliquant le mieux les variations de silice dissoute est obtenue par l'association MES-Q⁻¹ (r = 0,64 ; n = 177). La silice dissoute est donc une fonction linéaire des MES et une fonction inverse du débit :

$$\begin{array}{rcl} \text{SiO}_2 & = & 9,497 - 0,005 \cdot \text{MES} + 0,357 \cdot \text{Q}^{-1} \\ \text{mg/l} & & \text{mg/l} \quad \text{m}^3/\text{s} \end{array}$$

Bien que ce modèle ne soit pas très satisfaisant car il ne rend pas compte des basses concentrations de silice dissoute, il est conservé faute de mieux.

2. Evolution des matières en suspension

a) Variabilité journalière des concentrations en MES

Les variations journalières des MES sont très importantes en période de crue et quasi inexistantes en saison sèche (fig.49). Il est fréquent que les concentrations varient d'un facteur 2 en une journée ; la variation a été d'un facteur 5 le 22/06/84 (de 2700 mg/l à 500 mg/l en 24 h). Aussi, les prélèvements ont-ils été effectués quotidiennement en période de crue (de juin à octobre) à partir d'août 1980. C'est à cette condition seulement que la méthode de calcul stochastique peut donner un résultat proche de la réalité.

L'observation de la couleur des eaux permet de distinguer trois phases dans l'évolution saisonnière des concentrations en MES. Pendant la saison des hautes-eaux, les eaux sont de couleur ocre en raison de leur importante charge en limons. Elles s'éclaircissent à partir d'octobre et deviennent bleu sombre dès le mois de décembre, à cause du phénomène classique engendré par la présence de plaines d'inondation qui jouent le rôle de filtre (GAC, 1980 ; GAC et TARDY, 1980), et qui ne restituent au collecteur que des eaux limpides délestées de leur charge solide qui sera reprise lors des premiers flots de la crue suivante.

L'étude de l'évolution journalière de la turbidité des eaux du Sénégal au cours des neuf cycles hydrologiques (fig.49) permet de tirer les enseignements suivants :

- au cours d'un cycle hydrologique, deux événements se succèdent dans un ordre chronologique immuable : le maximum de la charge solide précède toujours le maximum des écoulements ; il n'existe donc pas de relation simple entre la concentration de matières en suspension et l'abondance des écoulements, comme c'est le cas pour la charge dissoute (KATTAN *et al.*, 1987 ; MARTINS et PROBST, 1991) ;
- la première onde de crue est la plus érosive : les sols après une longue saison sèche sont sans végétation et sont exposés à la battance des premières averses ;
- la troisième remarque concerne la grande variabilité des turbidités au début des écoulements et le temps nécessaire pour qu'elles deviennent significatives ; c'est là que se situe la difficulté majeure pour appré-

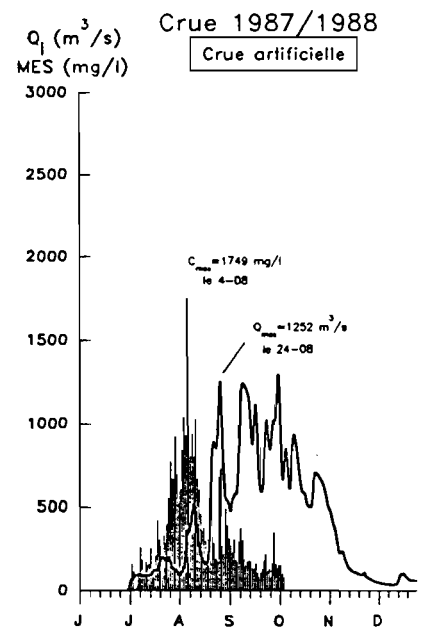
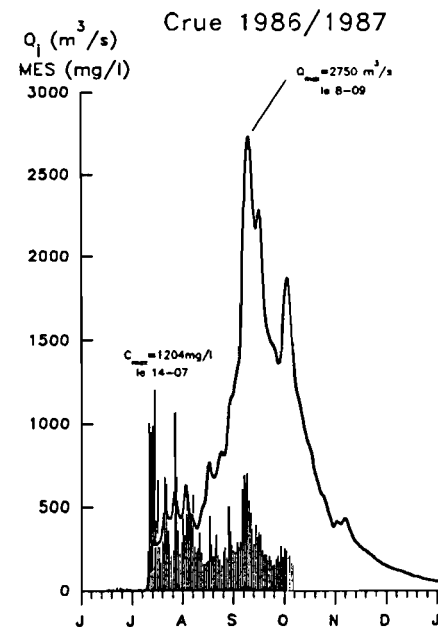
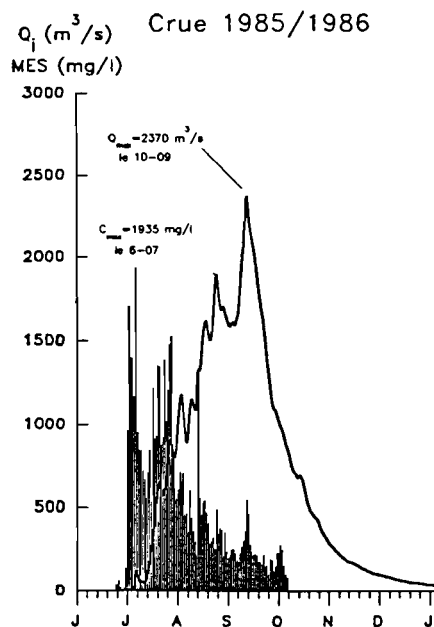
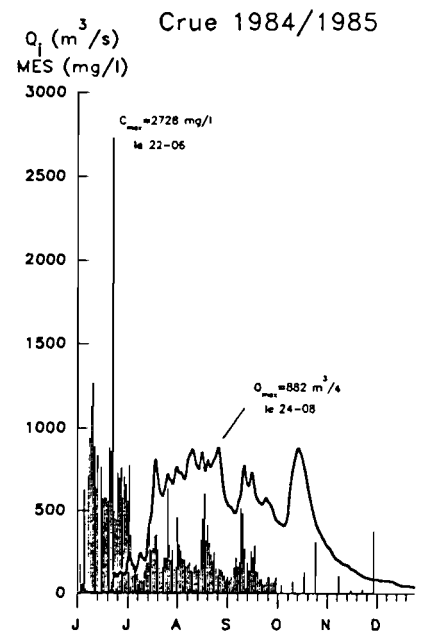
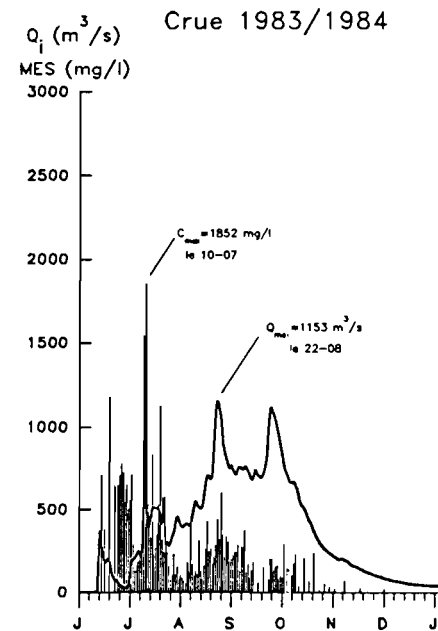
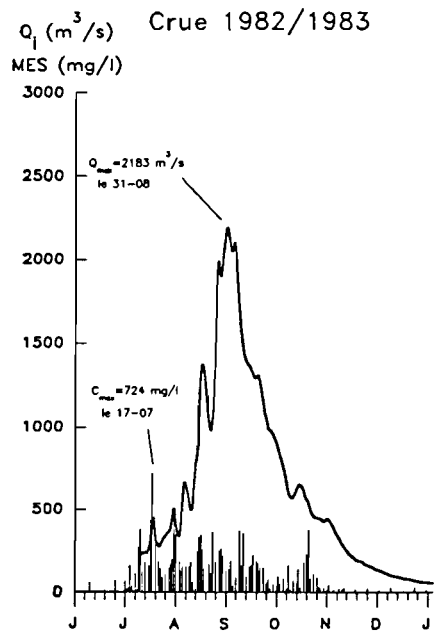
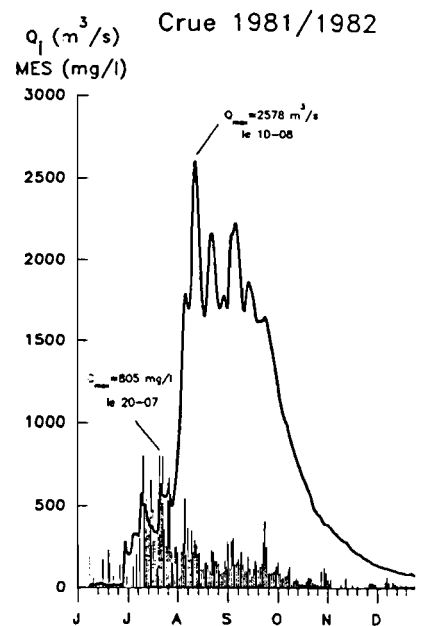
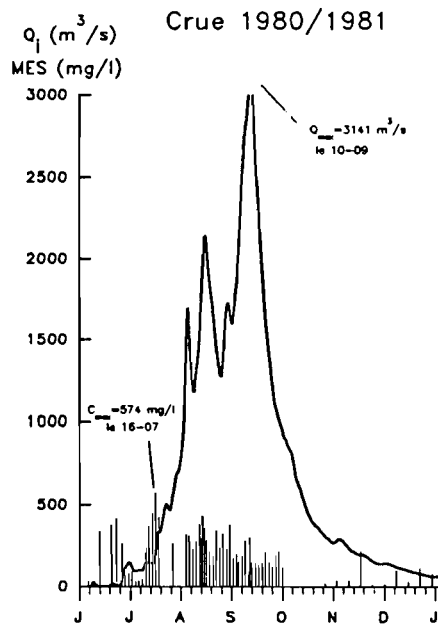
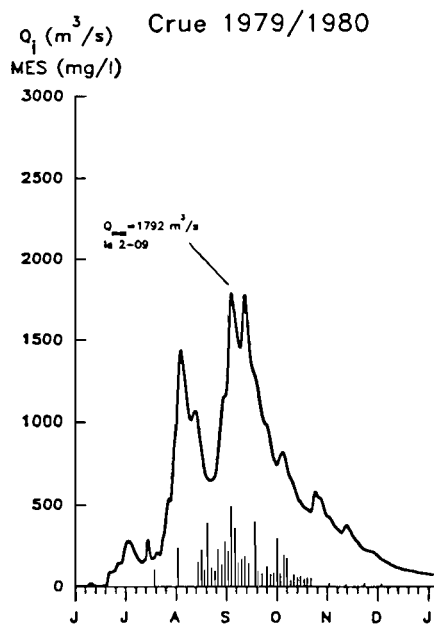


Fig.49 - Evolution journalière des MES du fleuve Sénégal à Bakel de 1979 à 1988

hender les mécanismes qui déterminent l'acquisition de la charge solide par les fleuves des régions tropicales.

b) Recherche de corrélations

Tout ceci fait que les relations entre MES et débit sont complexes. Cependant, les remarques précédentes montrent que l'évolution des concentrations en MES peut être liée à celle du débit en dehors du début de crue, époque à laquelle les eaux ont une turbidité difficilement prévisible et largement indépendante de celui-ci. On a alors :

$$\text{MES} = 27,8 \cdot Q^{0,276} \quad (r = 0,76 ; p = 0,01 \% ; n = 483)$$

mg/l m³/s

L'analyse en composantes principales a montré que le potassium avait un comportement intermédiaire entre les MES et les autres espèces dissoutes. En effet, durant les premiers mois de la crue (juin, juillet et août), les MES sont corrélées au potassium de la manière suivante :

$$\text{MES} = -114 + 163.K \quad (r = 0,72 ; p = 0,01 \% ; n = 103)$$

mg/l mg/l

Ainsi, lors des premiers écoulements de la crue, les fortes expulsions de MES peuvent être appréciées par la concentration en potassium dissous dans les eaux du fleuve. Ceci est dû au fait que les MES sont composées principalement d'argiles dans lesquelles le potassium est un élément facilement mobilisable du fait de sa position interfoliaire. Ce modèle peut être amélioré et étendu à l'année entière en introduisant la silice dissoute comme paramètre supplémentaire. L'analyse en composantes principales avait montré que ces trois éléments évoluaient de concert. La relation est alors :

$$\text{MES} = 363 + 127.K - 47.SiO_2 \quad (r = 0,80 ; p = 0,01 \% ; n = 179)$$

mg/l mg/l m³/s

Le niveau de signification est de 0,01 % pour 179 observations ; le coefficient de régression, hautement significatif, est de 0,80. Cette approche sous-estime encore certains pics de concentration qui sont apparus juste avant l'arrivée de l'onde de crue (fig.50).

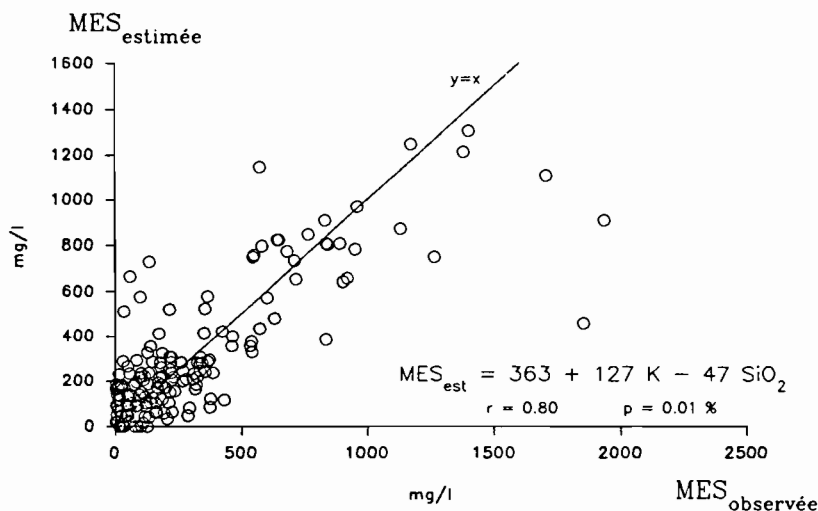


Fig.50 – Estimation des MES du fleuve Sénégal à Bakel à partir du potassium et de la silice dissoute

B – LES FLUX DE MATIÈRES EN DOMAINE SAHÉLO-SOUDANO-GUINÉEN

1. Méthodes de calcul des flux de matières

Les méthodes de calcul des flux de matières dans les cours d'eau font l'objet de nombreux travaux parmi lesquels ceux de BALLAND (1983, 1984), DUPRAZ (1984), WALLING (1977), WALLING et WEBB (1981) et FERGUSON (1987). Le choix de la méthode de calcul des flux de matières est très important. Elle dépend de la fréquence d'échantillonnage. Dans la pratique, on peut distinguer les méthodes stochastiques basées sur l'utilisation des moyennes et les méthodes déterministes utilisant les relations débit-concentration. Les méthodes stochastiques considèrent que la concentration mesurée dans la rivière au moment d'un prélèvement est représentative de la période séparant deux prélèvements. Ainsi, pour des prélèvements effectués à intervalles réguliers i , la méthode n°1 (tableau 46) est appliquée. Les flux de la période i sont calculés à partir de la concentration mesurée et du débit moyen de la période i , en considérant que la concentration mesurée est représentative de la concentration moyenne sur la période i . Par exemple, dans le cas de prélèvements journaliers, le flux journalier est calculé à partir de la concentration mesurée et du débit moyen journalier ; ensuite le flux annuel est établi à partir de la somme de ces flux journaliers. Mais, il arrive de posséder plusieurs mesures de concentration alors qu'une seule valeur moyenne du débit est disponible. Dans ce cas, le flux de matières est estimé à partir de la méthode n°2 (tableau 46) : pour un débit moyen de la période i , le flux de la période i est calculé à partir de la moyenne des concentrations mesurées durant cette période i .

Tableau 46 – Méthodes de calcul des flux de matières

Réf.	Méthode
n°1	$T_i = K_i \cdot Q_i \cdot C_i$
n°2	$T_i = K_i \cdot Q_i \cdot (\sum_1^n C_j) / n$

T_i : flux de matières de la période i ; K_i : facteur caractérisant la durée de la période i ; Q_i : débit moyen de la période i ; C_j : concentration mesurée.

Ces différentes méthodes sont applicables à la fois aux éléments dissous et aux matières en suspension. Bien sûr, quelle que soit la méthode utilisée, la précision du calcul augmente avec la fréquence d'échantillonnage. Quand le nombre de prélèvements est suffisant, on préférera utiliser la méthode déterministe qui consiste à calculer le flux de matière à partir des relations débit-concentration (HAUBERT, 1975 ; FERGUSON, 1987 ; ETCHANCHU, 1988 ; KATTAN, 1989).

2. Présentation des flux de matières exportées par le Sénégal à Bakel

Du fait du grand nombre de prélèvements effectués, qui permet de couvrir toutes les gammes de débit, la méthode déterministe a été retenue pour le calcul des flux de matières en lui attribuant les valeurs journalières observées des concentrations des différents éléments. Les concentrations moyennes mensuelles et annuelles sont déduites à partir de ces flux calculés.

Le flux moyen annuel de matières exportées s'élève à $2,68.10^6$ t, dont $0,418.10^6$ t en dissous et $2,26.10^6$ t en suspension (tableau 47). Si les flux dissous ont peu varié autour de cette valeur moyenne (de 305.10^3 à 555.10^3 t/an), les flux particuliers sont passés de 1370.10^3 t/an l'année la plus sèche à 4 millions de t/an l'année suivante, qui correspond à une reprise des écoulements après les deux années les plus sèches du siècle.

De ces neuf années de suivi, il ressort que les flux dissous sont parfaitement corrélés à l'hydrologie du fleuve, au contraire des flux solides (fig.51) pour lesquels il est confirmé que la quantité de matières particulières transportées par le fleuve dépend non seulement du débit de la crue considérée mais aussi du débit des crues précédentes. Les flux annuels de matières dissoutes transportés par le Sénégal à Bakel peuvent donc être estimés à partir du débit annuel du fleuve d'après la relation suivante (fig.52) :

Tableau 47 – Flux dissous (TDS) et particuliers (MES) du Sénégal à Bakel de 1979 à 1987 (en 10^3 t/an)

Cycles	79/80	80/81	81/82	82/83	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	Moy.
F(TDS)	418	515	555	415	305	309	471	456	317	418
F(MES)	1850	2620	2380	1650	1650	1370	4000	3170	1630	2260
Q (m^3/s)	303	387	424	305	218	215	355	343	220	308

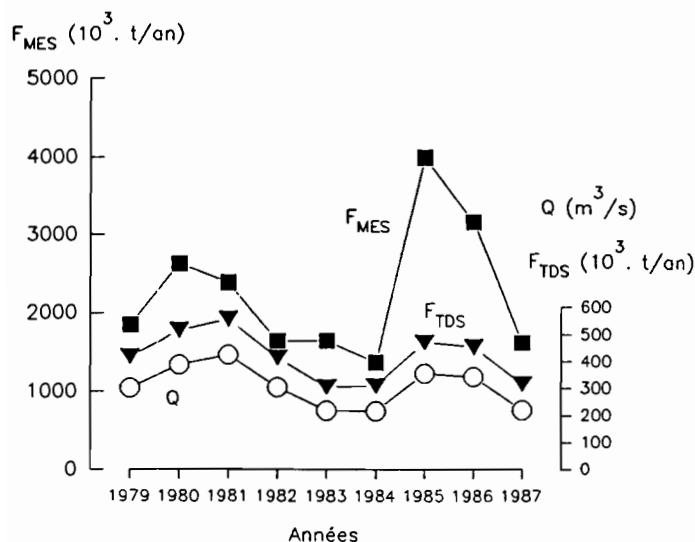


Fig.51 – Evolution des flux annuels de matières solides (F_{MES}) et dissoutes (F_{TDS}) du fleuve Sénégal à Bakel de 1979 à 1987

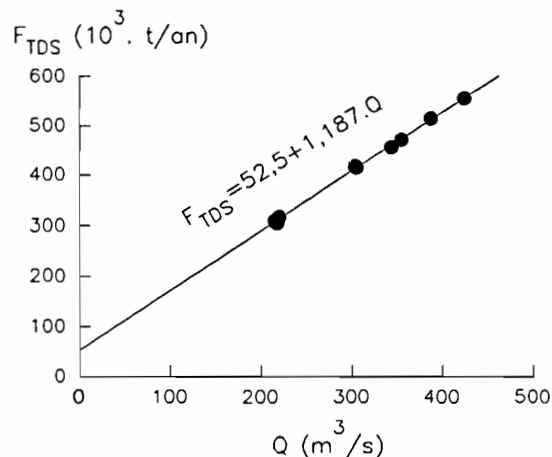


Fig.52 – Estimation des flux annuels de matières dissoutes exportées en fonction du débit annuel du fleuve Sénégal à Bakel

$$\frac{F_{TDS}}{10^3 \text{ t/an}} = 52,5 + 1,187 \cdot \frac{Q}{m^3/s} \quad (r = 0,99)$$

La répartition annuelle de ces flux de matières est, à l'image de celle des débits, saisonnière et invariable d'une année sur l'autre : 88 % des flux annuels dissous et 95 % des flux annuels en suspension sont exportés entre les mois de juillet et octobre. Comme pour les débits, le mois de septembre est le mois qui contribue le plus aux apports dissous ; il représente 34 % des apports dissous annuels. Par contre, pour les suspensions, le mois le plus abondant est août qui exporte 36 % des flux solides annuels. Les concentrations mensuelles interannuelles montrent que mai est le mois où les eaux sont les plus concentrées pour tous les éléments dissous à l'exception du potassium, dont les teneurs sont maximales en juin en même temps que les MES (tableau 48). En septembre, les eaux sont les plus diluées : la charge mensuelle totale dissoute passe de 87 mg/l en mai à 41 mg/l en septembre (fig.53), alors que la charge mensuelle en suspension va de 33 mg/l en fin de saison sèche à 440 mg/l en début de crue. Ce type d'évolution est une caractéristique des eaux des fleuves de la zone tropicale sèche. En effet, on retrouve, dans les trois domaines climatiques étudiés, la même répartition mensuelle des flux et des teneurs en éléments dissous exportés (fig.53) : la concentration en éléments dissous est toujours maximale en fin de saison sèche à cause de l'évaporation, et l'exportation de flux dissous est toujours maximale en septembre, mois durant lequel le débit des fleuves de ces régions est le plus fort.

3. Tonnages exportés et qualité chimique des eaux en domaine sahélo-soudano-guinéen

En raison du plus petit nombre d'observations, les flux de matières de la Falémé, de la Gambie et des trois cours d'eau du bassin du Niger ont été calculés par une méthode stochastique (tableau 46). Cependant,

Tableau 48 – Concentrations moyennes interannuelles des eaux du Sénégal à Bakel (en mg/l)

	Jn	Jt	At	Se	Oe	Ne	De	Jr	Fr	Ms	Al	Mi	IA
HCO ₃	46,5	26,2	22,7	<u>22,1</u>	24,2	28,0	31,5	34,3	38,2	43,9	49,9	54,7	23,6
Cl	2,9	1,7	1,4	<u>1,4</u>	1,5	1,7	2,0	2,1	2,3	2,7	3,1	3,4	1,5
SO ₄	2,2	1,8	1,6	<u>1,6</u>	1,7	1,9	2,0	2,2	2,3	2,5	2,6	2,7	1,6
Mg	4,0	2,0	1,7	<u>1,7</u>	1,9	2,2	2,5	2,8	3,1	3,7	4,3	4,8	1,8
Ca	5,8	3,8	3,4	<u>3,3</u>	3,6	4,0	4,3	4,6	5,0	5,6	6,1	6,6	3,5
Na	3,8	1,9	1,6	<u>1,5</u>	1,7	2,0	2,3	2,6	2,9	3,5	4,0	4,5	1,7
K	3,2	2,7	2,1	<u>1,5</u>	1,3	<u>1,2</u>	<u>1,2</u>	<u>1,2</u>	<u>1,2</u>	2,1	2,4	2,6	1,7
SiO ₂	8,3	<u>7,3</u>	8,1	8,5	8,8	8,9	9,1	9,2	9,2	9,3	9,5	10,1	8,4
TDS	81,4	46,9	41,7	<u>40,8</u>	44,0	49,5	54,7	58,9	64,3	72,4	80,7	87,0	43,0
MES	358	440	283	<u>206</u>	138	110	82	60	68	46	33	<u>33</u>	232

Les minima sont soulignés ; IA moyenne interannuelle

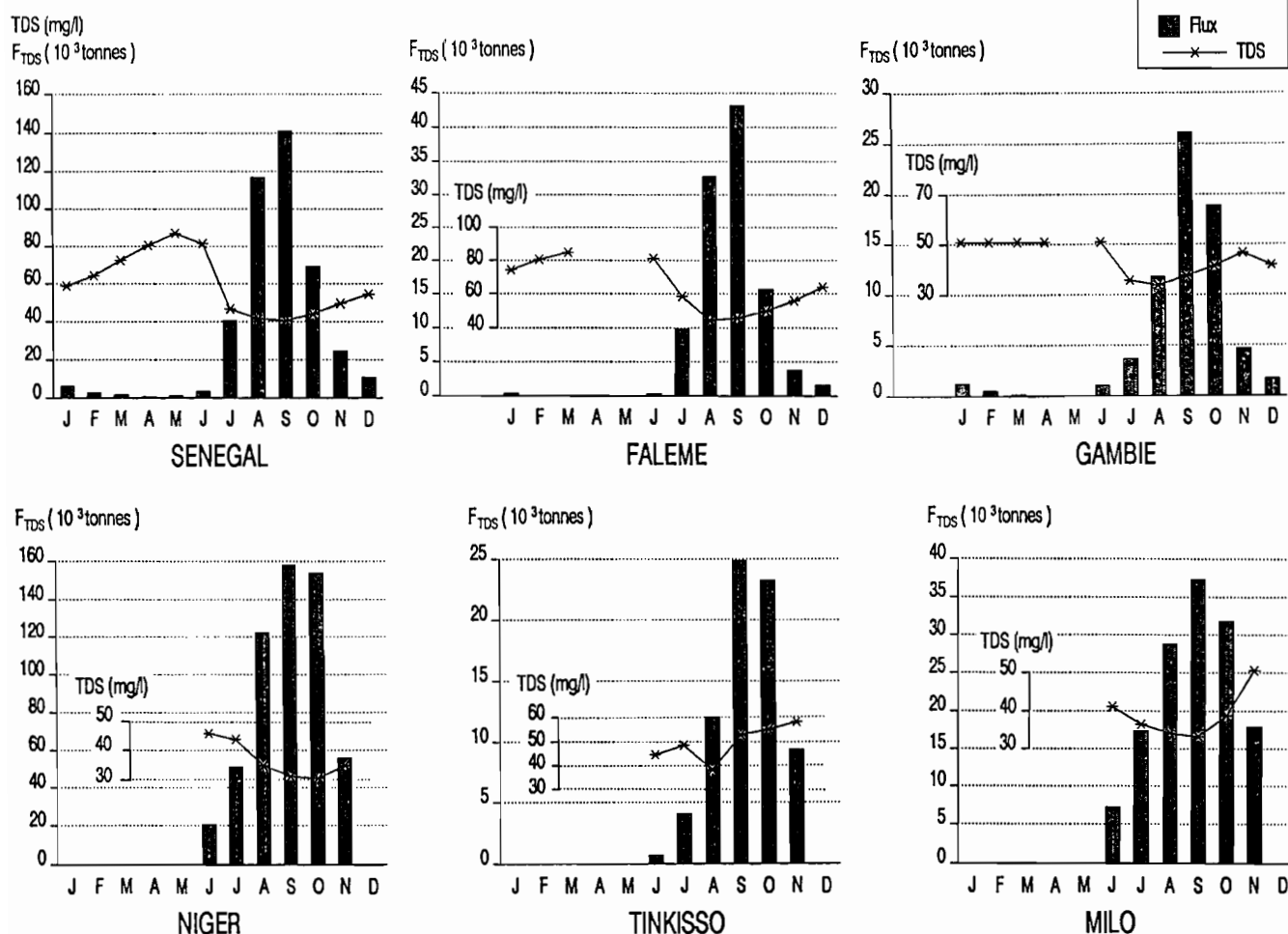


Fig.53 – Variations mensuelles des tonnages dissous exportés (F_{TDS}) et de la charge totale dissoute (TDS) du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira, de la Gambie à Kédougou, du Tinkisso à Tinkisso, du Milo à Kankan et du Niger à Siguiri lors d'une année moyenne

Tableau 49 – Tonnages moyens annuels exportés par les eaux fluviales

	Climat	sahélien		soudanien		guinéen	
	Fleuve	SENEGAL	FALEME	GAMBIE	TINKISSO	MILO	NIGER
FLUX TOTAL	en 10 ³ t	2680	590	120	130	360	1400
FLUX DISSOUS	en 10 ³ t	418	108	70	80	156	589
	en %	16	18	58	61	43	42
FLUX SOLIDES	en 10 ³ t	2260	479	48	51	205	806
	en %	84	82	42	39	57	58

Tableau 50 – Concentrations moyennes annuelles des eaux fluviales (en mg/l)

Eléments	SENEGAL		FALEME		GAMBIE		TINKISSO	MILO	NIGER	AFRIQUE (1)
	IA	1987	IA	1987	IA	1987	1987	1987	1987	
HCO ₃	23,6	25,3	32,3	—	21,4	21,8	28,0	16,9	16,5	26,7
Cl	1,5	1,6	3,6	—	0,8	0,8	0,4	0,8	0,8	3,3
SO ₄	1,6	1,8	1,2	—	0	0	0	0	0,1	3,5
Mg	1,8	2,0	2,5	—	1,5	1,5	2,7	0,9	1,3	2,1
Ca	3,5	3,7	5,6	—	3,6	3,7	2,3	1,9	1,8	5,2
Na	1,7	1,8	2,8	—	1,3	1,3	2,9	2,5	2,0	3,8
K	1,7	1,7	2,3	—	1,0	1,0	0,9	1,2	1,1	1,4
SiO ₂	8,4	8,4	9,7	—	11,1	11,3	13,5	12,9	9,8	12,1
TDS	43,0	45,6	60,1	—	40,7	41,3	50,8	37,1	33,3	58,1
MES	232	234	267	—	28	32	—	45	—	—
MES _f	—	—	—	—	—	—	32	51	46	—
Q _m	308	220	57	—	54	59	50	133	560	—

IA moyenne interannuelle ; TDS charge dissoute totale ; MES matières en suspension ; MES_f matières en suspension par filtration ; Q_m débit moyen annuel en m³/s ; (1) MEYBECK, 1979

on peut noter que les types de relation débit-concentration sur la Falémé à Kidira sont les mêmes qu'à Bakel, et, par contre, que le fonctionnement semble plus complexe sur la Gambie à Kédougou.

Il apparaît que l'importance relative des transports dissous et particuliers peut être définie en fonction du domaine climatique. Les fleuves du domaine sahélien ont des apports particuliers largement supérieurs aux apports dissous (plus de 80 %) ; les fleuves du domaine guinéen ont des apports particuliers légèrement supérieurs aux apports dissous (de l'ordre de 60 %), et enfin les fleuves du domaine soudanien ont des apports particuliers légèrement inférieurs aux apports dissous (de l'ordre de 40 %) (tableau 49).

En termes de concentration, la Falémé possède les eaux les plus chargées, avec 60 mg/l, et le Niger les eaux les plus diluées, avec 33 mg/l ; les eaux de la Falémé sont caractérisées par de fortes teneurs en calcium (comme pour les MES), potassium, chlorures et bicarbonates, et les eaux du Tinkisso sont les plus concentrées en magnésium, sodium et silice (tableau 50). Le Sénégal et la Falémé ont une charge en suspension nettement plus élevée que celle des autres cours d'eau, respectivement 232 mg/l et 267 mg/l. La Gambie et le Tinkisso, exutoires nord et est du Fouta Djallon, ont une charge solide identique, qui est la plus faible des cours d'eau étudiés (30 mg/l). Enfin, à l'exception des eaux de la Falémé, ces fleuves véhiculent des eaux peu minéralisées comparativement à la moyenne africaine (tableau 50). Par ailleurs, à Kankan, deux méthodes de mesure des MES ont été utilisées ; elles donnent des résultats analogues, 45 mg/l à partir des prélèvements de 20 l après centrifugation et 51 mg/l après filtration des prélèvements d'un litre.

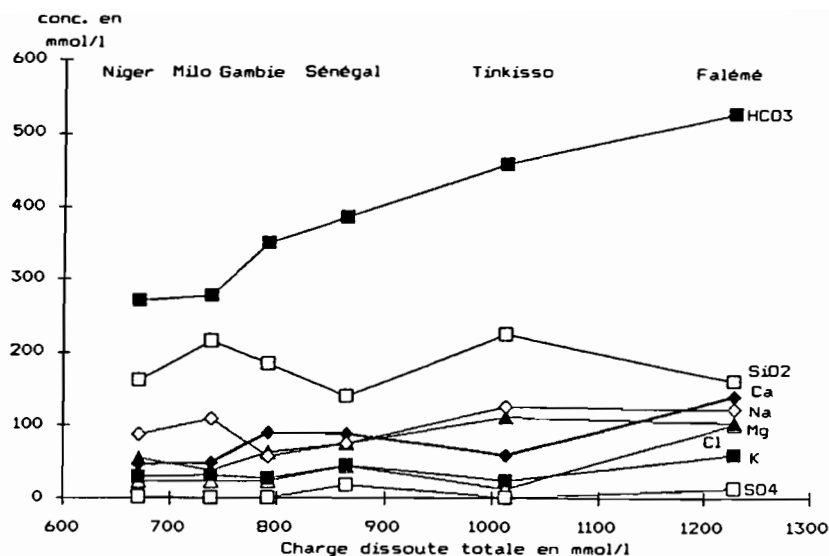


Fig.54 – Evolution de la concentration des éléments en solution en fonction de la minéralisation totale des six bassins versants étudiés

La figure 54 représente l'évolution des concentrations de chaque élément majeur dissous des eaux de surface des six bassins versants étudiés, en fonction de la charge totale en solution. Plusieurs points importants méritent d'être soulignés :

- la concentration des eaux est surtout due aux teneurs en bicarbonates et silice ;
- le calcium et la silice évoluent en sens inverse du fait de leur dualité lithologique, le calcium résultant essentiellement de la dissolution des roches calcaires et la silice de l'hydrolyse des minéraux silicatés des roches granito-gneissiques et gréseuses (GARRELS et MACKENZIE, 1971) ;
- le potassium est l'élément le plus constant, caractéristique déjà soulignée par MEYBECK (1984) sur les eaux de surface des pays tempérés.

4. Les flux de MES de la Gambie

Les turbidités des eaux de la Gambie à Kédougou ont été mesurées en 1974 par LERIQUE (1975), en 1986 par BAMBA (1987) et en 1987 pour cette étude. L'évolution des concentrations au cours des deux premières crues observées est tout à fait dissemblable.

Lors du cycle hydrologique 1974/1975, les premiers écoulements ont eu lieu au cours de la première semaine de juillet. Les charges solides, qui oscillaient fin juin entre 20 et 30 mg/l, se sont rapidement élevées en juillet pour atteindre la valeur maximale de 298 mg/l le 16/07. Les concentrations se sont ensuite stabilisées entre 50 et 100 mg/l, à l'exception des deux événements du 21/08 et du 5/10 où des turbidités de 168 mg/l et de 163 mg/l ont été enregistrées (fig.55). Lors du cycle hydrologique 1986/1987, les variations de la charge solide ont été suivies quotidiennement du 12/06 au 30/09/86. Cette crue présente deux particularités. Contrairement aux observations habituelles, les plus fortes turbidités n'ont pas été observées lors des premiers écoulements. La concentration maximale, de 81 mg/l seulement, a été mesurée le 12/09, huit jours après le passage de la pointe de crue, et des maxima secondaires ont été notés à chaque recrudescence des débits en août et septembre (fig.55). Le deuxième fait qui mérite d'être souligné réside dans les très faibles concentrations mesurées. Les premiers flots de juillet fournissent des charges solides invariables entre 15 et 20 mg/l, et les multiples reprises de débits en août et septembre ne se sont traduites que par des concentrations de l'ordre de 30 à 40 mg/l. Pour le cycle hydrologique 1987/1988, les suspensions n'ont été mesurées qu'à partir de la mi-août. La concentration maximale enregistrée est de 98 mg/l, alors que pour le même mois en 1986 elle avait été de 38 mg/l. Cependant, pour le mois de septembre, les concentrations mesurées lors de ces deux dernières crues sont analogues.

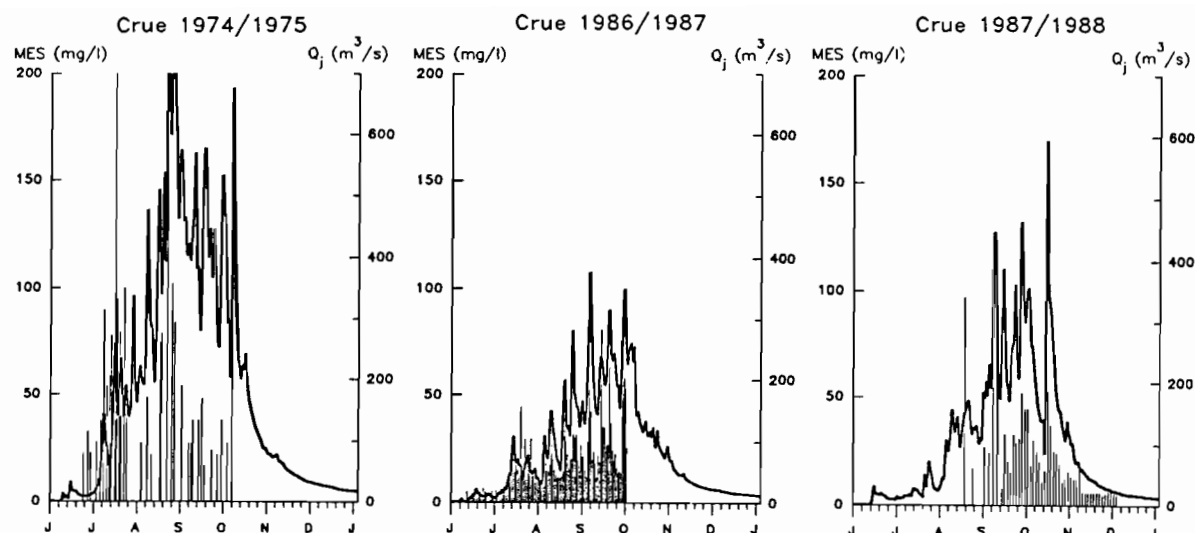


Fig.55 – Evolution de la charge en suspension (en histogramme) et des débits de la Gambie à Kédougou en 1974, 1986 et 1987

Au stade de nos observations, le caractère singulier de la crue 86/87 paraît difficilement explicable. Aucun argument ne peut venir étayer l'hypothèse d'un ralentissement des processus d'érosion sur les parties amont du bassin.

C – ALTÉRATION CHIMIQUE ET ÉROSION MÉCANIQUE EN DOMAINE SAHÉLO-SOUDANO-GUINÉEN

En l'absence de roches carbonatées dans le soubassement géologique du bassin et en raison de l'éloignement des océans, l'altération chimique spécifique est calculée à partir de la somme cations + silice présents dans les eaux de surface. En effet, les bicarbonates, chlorures et sulfates, qui ne transitent qu'à l'état soluble, sont pour l'essentiel d'origine externe au bassin ; le soutirage chimique qui affecte le manteau d'altération depuis la surface jusqu'à la roche saine se limite donc aux seuls cations et à la silice (TARDY *et al.*, 1973 ; GAC, 1980). L'érosion mécanique spécifique est directement évalué à partir du flux total annuel de MES.

1. Evolution de l'érosion mécanique et de l'altération chimique sur le bassin du Sénégal de 1979 à 1987

Entre 1979 et 1987, sur l'ensemble du bassin versant amont du Sénégal, l'érosion mécanique spécifique a évolué entre 6,3 t/km²/an en 84/85 et 18,4 t/km²/an le cycle suivant, en 85/86 (tableau 51). Comme nous l'avons déjà vu, ces deux cycles correspondent à des situations hydrologiques particulières. Le cycle 84/85 est le cycle le plus sec ; par contre, le cycle 85/86 est un cycle humide faisant suite à trois années sèches. Il est remarquable également de constater que l'année la plus humide (cycle 81/82) n'a un taux d'érosion mécanique que de 10,9 t/km²/an ; or ce cycle suit un cycle également humide. Ainsi, l'érosion mécanique n'est pas seulement tributaire de l'hydrologie de la crue considérée, mais aussi de l'hydrologie de la crue précédente. En année moyenne, cette érosion mécanique spécifique est de l'ordre de 10 t/km²/an.

Contrairement à l'érosion mécanique, l'altération chimique spécifique varie peu d'une année sur l'autre (ORANGE et GAC, 1987). Ses fluctuations, comme celles des flux dissous (fig.51), suivent parfaitement celles du débit (tableau 51). Sur la période 1979–1987, l'altération chimique spécifique va de 0,5 t/km²/an l'année la plus sèche à 1 t/km²/an l'année la plus humide ; elle est en moyenne de 0,8 t/km²/an.

Tableau 51 – *Erosion mécanique spécifique (E_m) et altération chimique spécifique (E_c) (en t/km²/an) du Sénégal à Bakel*

Cycles	79/80	80/81	81/82	82/83	83/84	84/85	85/86	86/87	87/88	Moy.
Q (m ³ /s)	303	387	424	305	218	215	355	343	220	308
E_m	8,5	12,0	10,9	7,5	7,5	6,3	18,4	14,5	7,5	10,4
E_c	0,72	0,92	0,99	0,72	0,53	0,53	0,82	0,79	0,56	0,76

2. Altération chimique et érosion mécanique par domaine climatique : importance de l'érosion mécanique sur le plateau Mandingue

Bien sûr, en termes de flux spécifiques (tableau 52), on retrouve, sur l'ensemble des six cours d'eau étudiés, les trois regroupements en fonction du domaine climatique : la Gambie et le Tinkisso ont un taux d'exportation de matières dissoutes supérieur au taux d'exportation de suspensions ; au contraire, la Falémé et le Sénégal ont un taux d'exportation de suspensions largement supérieur au taux d'exportation d'éléments dissous, et le Milo et le Niger montrent une situation intermédiaire. En flux spécifique total (dissous et particulaire), le Milo a largement le plus fort taux d'exportation de matières ; on trouve ensuite par ordre décroissant, le Niger, le Tinkisso, la Falémé, la Gambie et le Sénégal. Enfin, il faut souligner les faibles flux spécifiques des différents éléments dissous transportés par le Sénégal et la Falémé par rapport aux autres fleuves étudiés, ce qui traduit la faiblesse de l'altération chimique régnant dans les bassins versants de ces deux fleuves sahéliens.

L'altération chimique spécifique passe de 8,5 t/km²/an pour le Milo à 5,5 t/km²/an pour le Tinkisso, à 4,2 t/km²/an pour le Niger et la Gambie, à 1,4 t/km²/an pour la Falémé et à seulement 0,8 t/km²/an pour le Sénégal (tableau 52). Il apparaît donc qu'elle décroît lorsqu'on passe des bassins plus arrosés et plus accidentés, aux bassins plus secs et aux reliefs moins accusés.

Cet agencement n'est pas conservé pour l'érosion mécanique car un troisième facteur intervient : il s'agit de la compétence des sols dont la nature est dépendante de la zone climatique (chapitre II). A l'exception du

Tableau 52 – *Flux annuels spécifiques de matières exportés, altération chimique spécifique (E_c) et érosion mécanique spécifique (E_m) (en t/km²/an)*

Eléments	SENEGAL		FALEME		GAMBIE		TINKISSO	MILO	NIGER
	IA	1987	IA	1987	IA	1987	1987	1987	1987
HCO ₃	1,05	0,81	2,01	—	4,92	5,42	6,93	7,42	4,30
Cl	0,07	0,05	0,23	—	0,17	0,20	0,11	0,37	0,20
SO ₄	0,07	0,06	0,07	—	—	—	—	—	—
Mg	0,08	0,06	0,15	—	0,34	0,38	0,66	0,39	0,33
Ca	0,16	0,12	0,35	—	0,82	0,91	0,58	0,84	0,46
Na	0,07	0,06	0,17	—	0,30	0,33	0,72	1,08	0,52
K	0,08	0,05	0,14	—	0,22	0,25	0,23	0,52	0,29
SiO ₂	0,37	0,27	0,61	—	2,55	2,80	3,33	5,65	2,57
TDS	1,92	1,46	3,73	—	9,33	10,30	12,55	16,28	8,71
E_c	0,76	0,56	1,42	—	4,23	4,67	5,52	8,48	4,17
E_m	10,36	7,48	16,57	—	6,40	7,92	8,02	21,32	11,93
Q _s	1,41	1,01	1,97	—	7,27	7,88	7,83	13,91	8,29
Superficie	218 000		28 900		7 500		6 400	9 600	67 600

IA moyenne interannuelle ; TDS charge dissoute totale ; Q_s débit spécifique en l/s/km² ; superficie en km²

Milo dont le fort taux d'érosion mécanique ($21,3 \text{ t/km}^2/\text{an}$) est dû à l'importance de la lame d'eau précipitée sur ce bassin versant semi-montagneux, la présence du plateau Mandingue sur le cours moyen des autres rivières est le facteur explicatif du taux d'érosion mécanique. En effet, le plateau Mandingue, situé en zone soudanienne, est constitué de sols ferrugineux tropicaux très sensibles à l'érosion mécanique en ravines et rigoles (ROOSE et SARRAILH, 1989). Par contre, en domaine guinéen, les sols ferralitiques sont beaucoup plus résistants. Ainsi sur les bassins de la Gambie et du Tinkisso, situés entièrement en domaine guinéen, l'érosion mécanique y est la plus faible, respectivement $6,4 \text{ t/km}^2/\text{an}$ et $8,0 \text{ t/km}^2/\text{an}$. Par contre, sur les bassins versants du Sénégal, du Niger et de la Falémé, dont les exutoires étudiés sont situés à l'aval du plateau Mandingue, l'érosion mécanique est plus importante (respectivement $10,4 \text{ t/km}^2/\text{an}$, $11,9 \text{ t/km}^2/\text{an}$ et $16,6 \text{ t/km}^2/\text{an}$) (tableau 52).

III – RÔLE DES NAPPES ET CHARGE EN SUSPENSION DU RUISSELLEMENT

A – ACQUISITION DE LA CHARGE SOLIDE EN DOMAINE SAHÉLO-SOUDANO-GUINÉEN : CAS DU FLEUVE SÉNÉGAL

1. Rythme saisonnier des concentrations en MES

CARMOUZE (1976), GAC et CARN (1986), GAC et KANE (1986), KATTAN *et al.* (1987) ont montré que l'évolution mensuelle de la charge solide présente toujours une succession de trois phases qu'ils ont appelées respectivement érosion, transport et sédimentation. Pour le Sénégal à Bakel, la première phase, qui correspond à l'arrivée de la crue, s'étend sur 1/12 de l'année, la seconde phase, qui correspond au passage de la crue, dure 2/12 de l'année, et enfin la troisième phase occupe 9/12 de l'année pendant laquelle le fleuve ne véhicule plus que des eaux faiblement turbides (GAC et CARN, 1986).

Au cours de la première phase, les variations journalières de la charge solide sont importantes et rapides (fig.49) ; elles dépendent de la force érosive des averses, de la reprise des laissés-de-crue, et donc de l'état du bassin à la suite de la saison des pluies précédentes. C'est la phase d'érosion précoce. La réponse d'un bassin au cours de cette phase ne dépend pas seulement de la crue annuelle, mais aussi de l'empreinte de l'année antérieure. La seconde période est plus "calme" ; l'amplitude des variations s'atténue. Elle traduit les possibilités réelles d'érosion de la crue qui se déroule. La charge en suspension diminue dans le cours d'eau alors que les débits augmentent : les écoulements diluent la charge solide. Cette période de transition correspond à la phase d'érosion et transport. La dernière période est une phase d'alluvionnement, qui se traduit par la diminution simultanée de la turbidité et des écoulements. Au cours de cette phase, la rivière perd rapidement de sa compétence et les matériaux décantent en partie dans le lit mineur.

Afin de mettre en évidence, d'une part la succession dans le temps de ces trois phases, et d'autre part les paramètres qui règlent cette succession, les valeurs moyennes de concentration en MES sur un pas de temps de 5 jours sont représentées en fonction du débit (ORANGE, 1986). Ce pas de temps correspond au temps moyen d'une pulsation (fig.49) et, de plus, il est un juste compromis entre une échelle mensuelle qui masque par sa durée les événements majeurs et une échelle journalière difficile à manipuler (fig.56).

Trois cycles hydrologiques correspondant à trois cas de figure différents ont été choisis : le cycle 81/82 est un cycle humide suivant un cycle humide, le cycle 84/85 est un cycle sec suivant un cycle sec, le cycle 85/86 est un cycle humide suivant un cycle sec. Les figures obtenues décrivent des boucles analogues à des pulsations. Elles sont liées aux variations des débits et au laps de temps écoulé depuis l'amorce de la crue. Pour les deux cycles faisant suite à un cycle sec, les premiers débits sont caractérisés par de fortes concentrations ; par contre en 81/82, cette première impulsion est réduite car ce cycle suit une année humide. Une deuxième pulsation est enregistrée en 81/82 et 85/86. Elle est absente en 84/85 car c'est un cycle sec : tout se passe comme si la tête de l'hydrogramme avait été rasée, ce qui se traduit ici par l'absence de la deuxième impulsion. Cette seconde boucle de l'érosion précoce est centrée sur les débits de $500 \text{ m}^3/\text{s}$ et

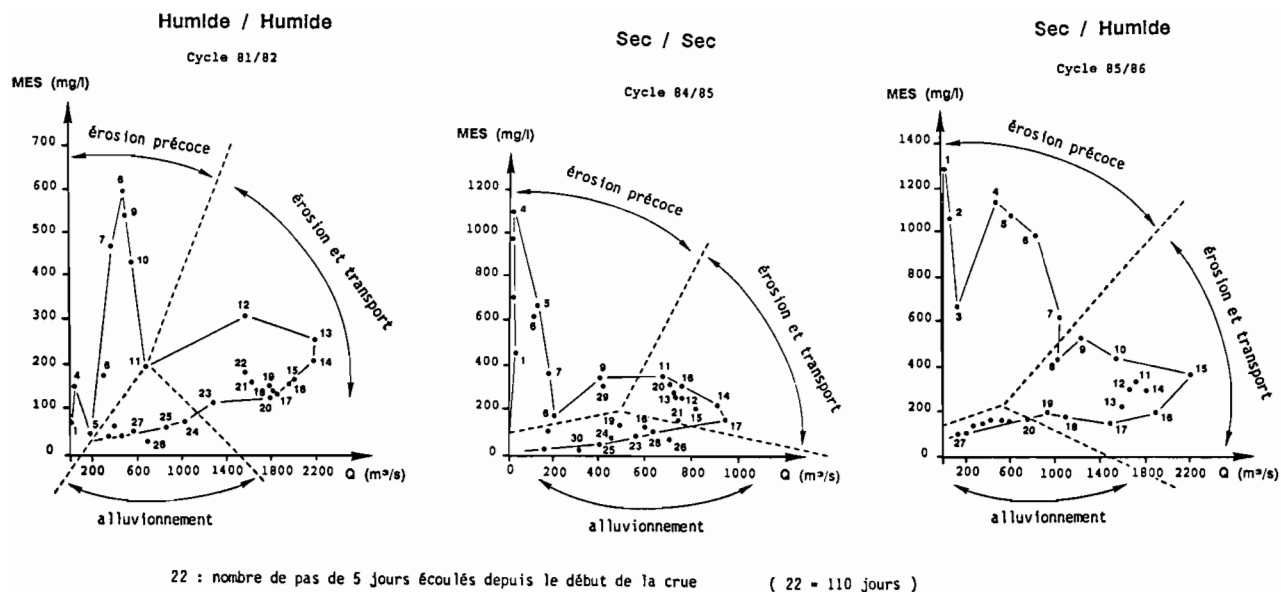


Fig.56 – Variations journalières des concentrations en MES en fonction des débits du Sénégal au bief de Bakel

traduit la rapidité de la montée des eaux : plus cette montée est rapide et brutale, plus le ruissellement qui en résulte est érosif. La dernière boucle, toujours présente, marque dans un premier temps la période d'érosion et transport puis d'alluvionnement. Elle est caractérisée par des concentrations toujours inférieures à 500 mg/l et les débits les plus importants de la crue considérée. Cette boucle se termine par un pseudo-palier qui traduit la phase d'alluvionnement qui dure tout le reste de l'année jusqu'à la crue prochaine. Apparemment, cet alluvionnement commencerait dès que les concentrations sont inférieures à 200 mg/l.

La période d'érosion précoce se termine entre le 40^e (en 85/86) et le 55^e (en 81/82) jour. Ensuite la pulsation d'érosion et transport s'étend jusqu'aux environs du 110^e jour.

Ainsi, ce qui commande la succession dans le temps des différentes phases d'érosion n'est pas seulement la valeur du débit, mais aussi le laps de temps écoulé depuis l'amorce de la crue. Il apparaît également que les caractéristiques annuelles d'une crue sont acquises lors de la phase d'érosion précoce dont la physionomie est fortement dépendante de l'intensité de la crue de l'année précédente et de la répartition des pluies de l'année considérée.

2. Relations entre volumes d'eau écoulés et tonnages solides exportés

Cette importance du laps de temps écoulé depuis l'amorce de la crue a conduit à rechercher la relation existant entre la somme des tonnages solides exportés (ΣT) et la somme des volumes d'eau écoulés (ΣV). Les courbes ainsi obtenues matérialisent l'évolution des concentrations en MES dans les eaux du fleuve (fig.57).

Chaque courbe est décrite par deux segments de droite ; ce changement de pente correspond au changement de capacité de réponse du bassin versant au cours de la crue. Il est remarquable que ces points de rupture de pente s'alignent sur une courbe fonction de $1/\Sigma V$. Cette courbe particulière caractérise l'aptitude du bassin versant à répondre aux stimulations des pluies. En deçà de cette courbe, les différents cycles étudiés décrivent un éventail caractérisant les modalités de l'année considérée. Au-delà du point de rupture de pente, l'évolution d'une année sur l'autre est sensiblement identique ; les courbes décrivent alors une droite, ce qui signifie que la charge est constante durant cette période du cycle. D'autre part, ces droites sont plus ou moins parallèles, ce qui signifie que cette concentration est une constante intrinsèque du bassin versant. Si on avait prolongé les prélèvements journaliers dans l'année, il semble que les courbes montreraient un palier à cause du manque de disponibilité du matériel à éroder au bout d'un certain laps de temps, ce qui correspondrait dans le fleuve à la phase d'alluvionnement. On en devine une amorce lors du cycle 81/82. Enfin,

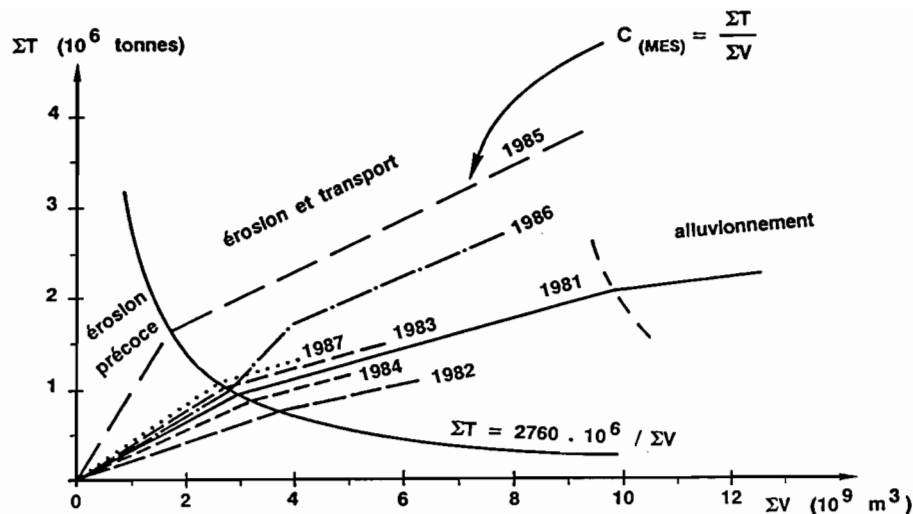


Fig.57 – Evolution des tonnages en suspension cumulés en fonction des volumes d'eau écoulés cumulés

la concentration est toujours plus importante (parce que la pente plus forte) dans la première phase. Pour certaines années particulières, on peut envisager que la concentration observée durant la première phase soit égale à celle de la seconde phase ; on observerait alors une droite et on peut supposer que cette concentration est la concentration minimale caractéristique du bassin versant. Pour le Sénégal, cette concentration limite minimale est de l'ordre de 160 mg/l.

Finalement, le cumul des transports solides journaliers et des volumes d'eaux qui les véhiculent fournit une vision nouvelle sur le déterminisme des processus d'érosion. La courbe représentative de l'évolution comparée de $\Sigma T / \Sigma V$ présente une rupture de pente majeure qui manifestement est liée à une modification radicale des capacités érosives des averses. Ce changement de pente indique de manière remarquable le passage d'une phase d'érosion précoce, dont les expulsions solides consistent surtout en du matériel repris, à une phase d'érosion et transport, qui concerne l'érosion effective du bassin. De plus, cette transition est accentuée par "l'explosion" de la végétation, dont le développement peut constituer un frein puissant à l'exportation lointaine des horizons superficiels des sols.

B – APPLICATION DU MODÈLE DE MÉLANGE AU SÉNÉGAL

La charge en suspension d'un fleuve est souvent corrélée à son débit. Mais la composante principale du transport solide fluvial étant le ruissellement superficiel sur les versants, il est intéressant de déterminer les relations entre la charge en suspension du fleuve et le débit du ruissellement superficiel (PIEST *et al.*, 1975 ; PROBST, 1983 et 1986 ; PROBST et BAZERBACHI, 1986 ; PROBST et SIGHA, 1989). Le problème est alors double : il s'agit d'une part de déterminer le volume d'eau ruisselée, et d'autre part de quantifier la charge en suspension du ruissellement.

Après une averse, l'eau qui n'est pas perdue par évapotranspiration a la possibilité d'emprunter trois itinéraires différents avant d'atteindre l'exutoire du bassin. Elle peut tout d'abord ruisseler à la surface du sol et gagner le fond des vallées par simple écoulement superficiel. Elle peut s'infiltrer dans les horizons supérieurs des sols et participer dès lors à l'écoulement hypodermique. Elle peut enfin, après un laps de temps variable, atteindre la nappe souterraine dont elle assure la recharge (TARDY, 1986). La détermination de la part qui revient à chacune de ces trois composantes dans l'écoulement total à l'exutoire n'est réalisable directement que dans le cas de petits bassins versants équipés d'un réseau piézométrique suffisamment dense pour suivre les variations du niveau de la nappe. Cependant, à l'aide de quelques hypothèses simplificatrices, il est possible d'accéder à une connaissance grossière de ce bilan, soit en analysant la forme de l'hydrogramme de crue, soit en utilisant les données acquises sur les matières dissoutes et les matières en suspension.

A partir du découpage des hydrogrammes de crue du fleuve Sénégal à Bakel de 1979 à 1985, selon la méthode de PROBST (1983), le ruissellement superficiel a été évalué en moyenne à 14% du volume total écoulé, l'écoulement hypodermique à 20% et la contribution des nappes est prédominante avec 66% (KATTAN, 1984). Ce résultat est en accord avec les différentes études hydrologiques réalisées dans cette région sahélo-soudano-guinéenne où les coefficients annuels de ruissellement superficiel mesurés vont de 10 à 20% (RUELLE et SENE, 1987 ; PEREZ et SARR, 1990).

1. Découpage de l'hydrogramme annuel par analyse spectrale de Fourier

La méthode utilisée ici pour séparer les écoulements est inspirée des travaux de JACKSON (1974), MANGIN (1981) et REJO (1985). Elle consiste à appliquer l'analyse spectrale de Fourier aux séries chronologiques des débits moyens mensuels (PROBST et SIGHA, 1989). L'analyse spectrale est utilisée pour détecter les composantes sinusoïdales d'une série temporelle. Ici, le débit moyen mensuel est assimilé à une somme de signaux $x_i(t)$ d'amplitudes A et B, et de fréquences f_i différentes, pouvant se décomposer sous la forme :

$$x_i(t) = A \sin(f_i \cdot t) + B \cos(f_i \cdot t)$$

Le tracé du périodogramme permet de mettre en évidence la ou les fréquences ayant la plus forte contribution à la variance du signal testé. Dans le cas des débits moyens mensuels du fleuve Sénégal, le système est simple : il n'apparaît qu'une seule fréquence de coupure (f_c) ; elle est de $2\pi/12$ rd, ce qui correspond à une période de 12 mois (fig.58). Dans ces régions à saison des pluies annuelle unique, il est normal de ne voir apparaître qu'une seule périodicité annuelle dans l'écoulement des eaux fluviales. Cette fréquence de coupure sépare les signaux de basses fréquences, qui correspondent aux événements à fluctuations lentes, des signaux de hautes fréquences, qui correspondent aux événements à fluctuations rapides. Ils représentent l'écoulement superficiel alors que les basses fréquences matérialisent l'écoulement de nappe.

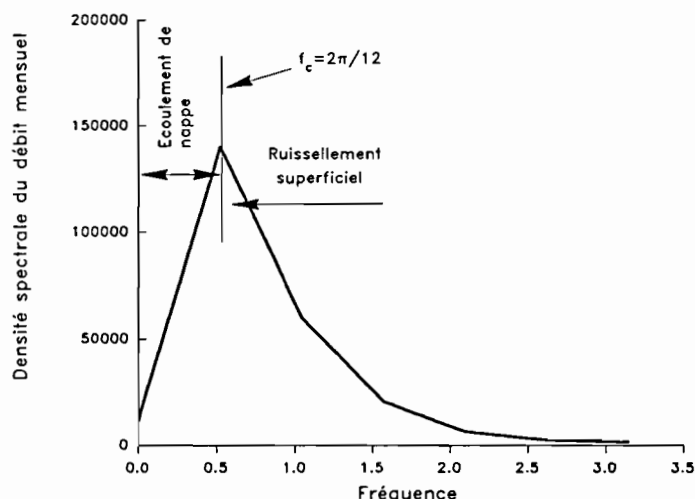


Fig.58 – Périodogramme des fluctuations interannuelles des débits moyens mensuels du fleuve Sénégal

En reconstituant par une transformée de Fourier le signal dû aux écoulements lents, on détermine, par différence avec le signal réel, la contribution annuelle des eaux de ruissellement superficiel. Le coefficient annuel de ruissellement superficiel K_r obtenu varie de 35% lors du cycle le plus humide en 80/81 à 6% lors du cycle le plus sec en 84/85 (fig.59) ; sur la période étudiée, il est en moyenne de 23% (tableau 53). Par rapport aux résultats de KATTAN (1984), cette méthode surestime légèrement la contribution du ruissellement superficiel à l'exception du cycle sec 83/84. D'autre part, la comparaison des deux méthodes confirme que les événements à fluctuations lentes correspondent à l'écoulement de nappe additionné de l'écoulement hypodermique.

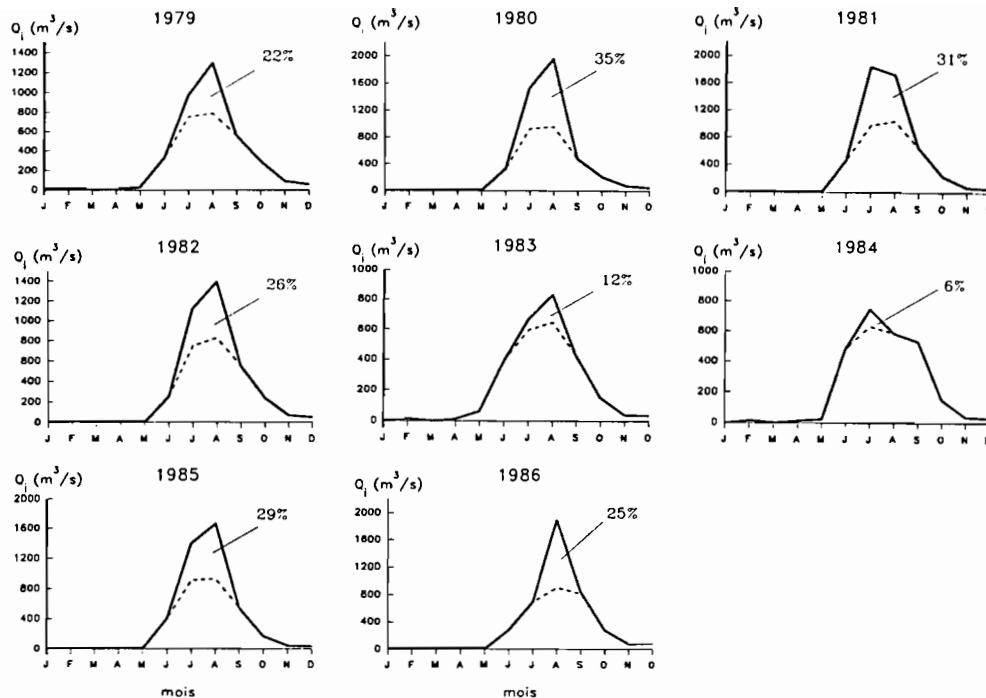


Fig.59 – Découpage par analyse spectrale de Fourier des hydrogrammes de crue du fleuve Sénégal de 1979 à 1986 et coefficient annuel de ruissellement superficiel (K_r)

2. La charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel et l'érosion des berges

Si on considère que la majorité des sédiments exportés par les fleuves sont produits par l'érosion mécanique due au ruissellement superficiel sur les versants, on peut calculer pour chaque bassin la charge moyenne en suspension du ruissellement de la manière suivante :

$$C_r = C_{ex} \cdot V_{ex} / V_r$$

où ex et r désignent respectivement l'exutoire et le ruissellement superficiel, C les concentrations et V les volumes d'eau correspondants (GAC, 1980 ; PROBST, 1983 ; PROBST et SIGHA, 1989). Ce modèle ne tient pas compte, en première approximation, du tonnage de sédiments produits par l'érosion des berges. Le calcul est effectué à partir du volume ruisselé déterminé par l'analyse spectrale. La charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel varie de 600 mg/l en année humide à 3300 mg/l en année sèche (tableau 53). Ce maximum d'érosion est dû à une montée rapide des eaux de la crue, faisant suite à un cycle hydrologique déjà largement déficitaire. En année moyenne, la charge en suspension annuelle est de l'ordre de 1,3 g/l.

Mais pour comprendre la dynamique de l'érosion, il est nécessaire de faire la part entre ce qui est exporté par ruissellement et ce qui revient à l'érosion des berges, définie comme étant le détachement de sédiment du lit et des rives du cours d'eau causé par le courant (WHITE, 1982). L'estimation de cette érosion à partir de la charge solide en suspension est difficile. En fait, l'érosion des berges dépend de plusieurs facteurs tels que la pente, le débit, la végétation et la taille des particules transportées (ROBINSON, 1977 ; EMMETT, 1981). KATTAN *et al.* (1987) estiment, à partir des mesures effectuées entre 1979 et 1984 par J.-Y. GAC, que l'érosion des berges du Sénégal à Bakel représente 20 % de la masse totale annuelle exportée en suspension. Cette estimation est faite en considérant qu'en dehors des périodes de ruissellement superficiel, les sédiments qui sont transportés par le fleuve sont essentiellement arrachés au lit et aux berges. On obtient alors une charge en suspension annuelle moyenne du ruissellement superficiel de 1 g/l. Ce résultat converge vers l'idée d'un ruissellement à charge solide annuelle constante d'environ 1 g/l pour l'ensemble du monde (PROBST et SIGHA, 1989). Cependant, l'analyse détaillée des huit cycles hydrologiques montre de grandes fluctuations

Tableau 53 – Coefficient annuel de ruissellement superficiel (K_r) et charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel (C_r)

Cycle	Q (m ³ /s)	K_r (%)	C_{ex} (mg/l)	C_r (mg/l)	KATTAN (1984)		
					E_r (%)	E_h (%)	E_n (%)
1979/80	303	22	193	860	10	12	78
1980/81	387	35	215	610	19	27	54
1981/82	424	31	178	580	11	19	70
1982/83	305	26	171	650	16	26	58
1983/84	218	12	238	1920	13	14	73
1984/85	215	6	202	3270	—	—	—
1985/86	355	29	358	1210	—	—	—
1986/87	343	25	293	1170	—	—	—
Année moy.	319	23	231	1300	14	20	66

Q module annuel ; C_{ex} charge en suspension des eaux du fleuves ; E_r , E_h , E_n contribution des eaux de ruissellement, hypodermiques et de nappe à l'écoulement total

autour de cette constante mondiale, fluctuations dues à la situation climatique particulière de chaque cycle (tableau 53).

3. Contribution saisonnière des différents écoulements en année moyenne

La composition chimique des eaux de surface n'est pas très différente de celle des eaux de l'écoulement hypodermique (TARDY, 1967, 1969 ; LENOIR, 1972 ; GAC, 1980). Le bilan des exportations en solution peut donc se modéliser à partir d'un modèle à deux réservoirs par :

$$C_{ex} \cdot V_{ex} = C_n \cdot V_n + C_s \cdot V_s \quad \text{et} \quad V_{ex} = V_n + V_s$$

où ex, n et s désignent respectivement l'exutoire, la nappe et les eaux de surface, C les concentrations et V les volumes correspondants. C_{ex} et V_{ex} sont connus ; il reste à déterminer C_n , C_s , V_n et V_s . Dans ce modèle, les eaux de surface englobent les eaux hypodermiques et les eaux ruisselées.

Cette première approche considère les concentrations des eaux de nappe et de surface comme constantes au cours du cycle hydrologique. Par analogie avec la répartition des précipitations, il est logique de penser que l'écoulement de surface est nul pendant les derniers mois de la saison sèche, de février à mai (GAC, 1980). La concentration C_n est donc donnée par l'écoulement du premier mois où l'écoulement de surface s'annule ; les mois suivants, les eaux sont concentrées par évapotranspiration, d'où les valeurs très élevées en mai. Ainsi C_n est fixée à 60 mg/l. On admet, d'autre part, que les eaux de surface ont la concentration des eaux de pluie ($C_s = 15$ mg/l), ce qui revient à considérer que l'interface sol/air est une surface chimiquement neutre. Cette valeur de la concentration représente en fait la valeur minimale de la concentration des eaux de surface ; on détermine donc par cette méthode la contribution minimale des eaux de nappe à l'écoulement total (tableau 54).

Finalement, les nappes contribuent au minimum à 63 % de l'écoulement total annuel ; ce chiffre est à rapprocher des 66 % estimés par KATTAN (1984). En septembre et en août, la contribution de l'écoulement de nappe est minimale, respectivement 57 % et 59 % de l'écoulement total (fig.60). A l'échelle journalière, ce même calcul montre que les nappes ne contribuent qu'à 5 % des premiers écoulements ; ensuite leur contribution ne fait qu'augmenter tout au long de la crue pour s'établir à plus de 90 % dès le mois de décembre (ORANGE, 1986).

Tableau 54 – Estimation des variations saisonnières de la contribution minimale des eaux de nappe à l'écoulement total à partir de la charge dissoute des eaux de surface ($C_s = 15 \text{ mg/l}$) et des eaux de nappe ($C_n = 60 \text{ mg/l}$) (en année moyenne)

MOIS	C_{ex} (mg/l)	E_n (%)	VOLUMES (10^6 m^3)		
			V_{ex}	V_n	V_s
Juin	81,4	100	62,2	62,2	0
Juillet	46,9	71	878,5	623,0	255,5
Août	41,7	59	2849,8	1686,3	1163,5
Septembre	40,8	57	3499,2	2011,1	1488,1
Octobre	44,0	65	1577,6	1017,8	559,8
Novembre	49,5	77	502,8	386,8	116,0
Décembre	54,7	89	200,9	177,8	23,1
Janvier	58,9	97	101,8	98,8	3,0
Février	64,3	100	41,4	41,4	0
Mars	72,4	100	24,1	24,1	0
Avril	80,7	100	5,2	5,2	0
Mai	87,0	100	2,7	2,7	0
Total annuel	—	63	9746,2	6137,2	3609,0

C_{ex} charge totale dissoute des eaux du fleuve ; E_n contribution des eaux de nappe à l'écoulement de surface ; V_{ex} volume total écoulé à l'exutoire ; V_n , V_s volume des eaux de nappe et de surface s'écoulant à l'exutoire

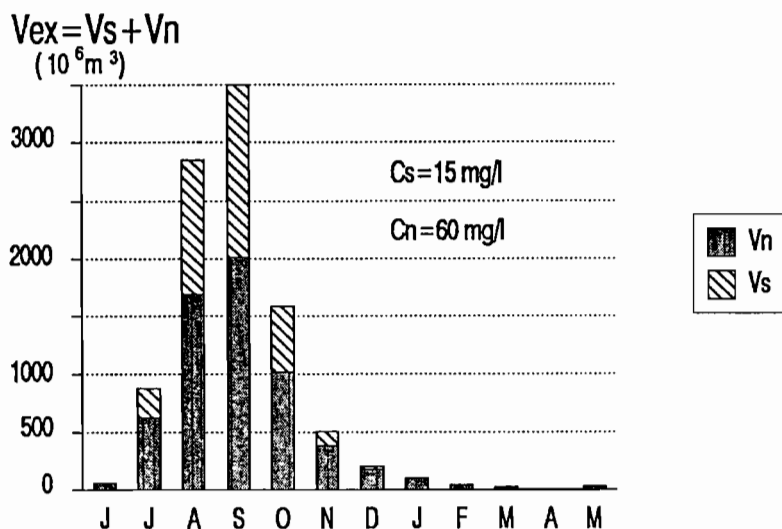


Fig.60 – Contribution saisonnière des différents écoulements à l'exutoire du bassin amont du Sénégal en année moyenne (V_n écoulement de nappe, V_s écoulement de surface, C_n charge dissoute des eaux de nappe, C_s charge dissoute des eaux de surface)

IV – CONCLUSIONS

Les eaux de surface du domaine sahélo-soudano-guinéen ont une charge dissoute totale moyenne annuelle faible, pratiquement constante d'une année sur l'autre malgré la forte irrégularité des débits moyens annuels. Les eaux du Sénégal sont bicarbonatées magnésiennes et calciques, celles de la Falémé sont bicarbonatées sodiques, celles de la Gambie sont bicarbonatées calciques, celles du Tinkisso sont bicarbonatées magnésiennes et celles du Milo et du Niger sont toutes deux bicarbonatées calco-sodiques. Les teneurs en HCO_3^- , Mg^{2+} , Ca^{2+} , Na^+ sont diluées par le débit quelle que soit la saison ; les charges en matières en suspension augmentent en fonction du débit et dépendent de l'état de surface du bassin versant, les teneurs en silice sont réglées par des processus biogéochimiques. Les concentrations en potassium, relativement stables, dépendent à la fois du débit et de la charge en suspension des eaux. Les teneurs en chlorures et sulfates montrent une grande variabilité caractéristique d'un apport essentiellement atmosphérique. Finalement, toutes les espèces chimiques dissoutes se comportent en première approximation comme si la contribution des eaux de ruissellement aux apports dissous était négligeable. Quel que soit le domaine climatique considéré, les concentrations en éléments dissous sont toujours maximales en fin de saison sèche, et les flux dissous présentent toujours un maximum en milieu de saison humide. Enfin, l'amplitude de variation des concentrations est toujours faible. Au contraire, les matières en suspension sont caractérisées par une grande variabilité journalière de leur concentration, malgré un rythme saisonnier immuable. Elles sont constituées de quartz, kaolinite et illite-smectite ; la fraction argileuse, qui prédomine en toutes saisons, est mieux représentée lors des premiers écoulements où le minéral dominant est alors la kaolinite. L'association illite-smectite est principalement exportée en période de basses-eaux, alors que le quartz est exporté préférentiellement lorsque le débit est le plus fort. Le cortège d'éléments chimiques qui accompagnent les fractions argileuses est le suivant : P, Mg, Mn, Cu, Cr, Co, Zn, Y et La-Ce-Nb, alors que celui de la fraction sableuse est Na, Zr, Sr, Ba et Y-Lu. Les teneurs en carbone organique particulaire (COP) diminuent en fonction des concentrations en MES comme sur la plupart des fleuves du monde, et la matière organique représente entre 5 % et 10 % de la masse totale des suspensions. La chimie des MES, malgré un enrichissement relatif en alcalins et alcalino-terreux, reflète la composition chimique de sols appauvris par un lessivage intense. Cet enrichissement est attribué à l'influence des poussières atmosphériques et à l'accumulation d'argiles de type smectite-vermiculite dans les zones de vallées, surtout en domaines nord-soudanien et sahélien.

La principale contribution au transport en suspension par les rivières est due à l'érosion des versants par le ruissellement superficiel. L'intensité du ruissellement superficiel moyen est estimée à 11 mm/an, soit 23 % de l'écoulement total. La répartition annuelle de cet écoulement superficiel est inégale, à l'image de celle des pluies. La charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel a été calculée à 1,3 g/l pour le Sénégal amont ; après correction de l'érosion des berges, cette charge est estimée à 1 g/l. Elle est diluée dans le fleuve par les eaux provenant de l'écoulement de nappe et de l'écoulement hypodermique. Pendant ce temps, la charge en suspension est augmentée par la reprise des laissés-de-crue dans le lit du fleuve lors des premiers flots et par l'érosion des berges. La reprise des laissés-de-crue provoque dans les eaux fluviales un maximum de concentration qui précède la pointe de crue. L'évolution annuelle des MES peut donc se décomposer en trois phases : une phase d'érosion précoce durant un à deux mois selon les années, une phase d'érosion et transport se terminant toujours au quatrième mois après le début de la crue quelle que soit la durée de la phase précédente, et une phase d'alluvionnement durant les huit mois restants de l'année. L'évolution de la somme des flux solides exportés en fonction de la somme des flux liquides écoulés au cours de la crue met en évidence un changement de capacité de réponse du bassin versant à l'érosion entre la phase d'érosion précoce dont les expulsions solides consistent surtout en du matériel repris, et la phase d'érosion et transport qui concerne l'érosion effective du bassin. Lors de la première phase, la concentration en suspension est dépendante du cycle hydrologique considéré et de l'intensité de la crue précédente ; au contraire, dans la seconde phase, la charge solide moyenne des eaux fluviales est une constante intrinsèque du bassin versant, de l'ordre de 160 mg/l pour le Sénégal amont.

L'érosion mécanique qui affecte les bassins amont de la Gambie et du Tinkisso est de 7 t/km²/an. C'est une des plus faibles du continent africain et donc du monde. Ceci est à mettre en relation avec la nature cristalline du substratum rocheux et la couverture pédologique ferrallitique de toute cette zone amont que constitue le massif latéritique du Fouta Djallon. Pour les bassins amont du Niger, de la Falémé et du Sénégal,

l'érosion mécanique varie de 10 t/km²/an à 18 t/km²/an. Elle est plus importante à cause de la traversée dans leur cours moyen du plateau Mandingue, zone de sols ferrugineux très sensibles à l'érosion en ravines et rigoles. L'altération chimique spécifique est de l'ordre de 1 t/km²/an en domaine sahélien ; elle atteint 5 t/km²/an en domaine guinéen. C'est également une des plus faibles au monde. Fortement influencée par l'hydrologie, elle est essentiellement dépendante du domaine climatique.

Chapitre VII

GÉOCHIMIE DES EAUX DE SURFACE DU FOUTA DJALON ÉROSION MÉCANIQUE ET ALTÉRATION CHIMIQUE

Ce chapitre commence par l'étude de la qualité chimique des eaux de surface du Fouta Djalon. Puis l'utilisation de modèles géochimiques caractérise la dynamique générale actuelle d'altération régnant sur l'ensemble de ce paysage guinéen. Ensuite les flux de matières dissoutes et particulaires sortant du Fouta Djalon sont quantifiés. Enfin l'influence des apports atmosphériques sur la qualité chimique des eaux de surface est discutée, les taux d'altération chimique et d'érosion mécanique sont estimés, et l'importance relative des deux mécanismes concurrentiels, que sont l'érosion des sols et l'approfondissement des profils, est appréciée pour chaque type de roches.

I – RECONNAISSANCE GÉOCHIMIQUE DES EAUX DE SURFACE DU FOUTA DJALON

La première reconnaissance géochimique des eaux du Fouta Djalon faite par BAMBA (1987), puis ORANGE et GAC (1990 b), est complétée ici par un plus grand nombre d'observations. Les campagnes de prélèvements ont toujours eu lieu en saison sèche, juste avant ou après la saison des pluies pour des raisons de facilité de transport : 183 prélèvements ont été effectués sur 135 stations différentes de 1986 à 1988 (BAMBA, 1987 ; ORANGE et GAC, 1990 b ; ORANGE, 1990). En grande partie, l'échantillonnage a été effectué dans les bassins de la Gambie (69) et du Sénégal (54) ; quelques prélèvements proviennent de la partie amont des bassins côtiers guinéens (38), qui constituent les flancs occidentaux du Fouta Djalon, et de la partie amont du fleuve Niger (22). Le lot d'échantillons a été diversifié aux sources (33), ruisseaux (64), rivières (54) et fleuves (32). Le protocole d'échantillonnage et les méthodes d'analyses sont les mêmes que celles décrites dans le chapitre précédent.

A – LA QUALITÉ CHIMIQUE DES EAUX

Près de 70 % de l'écoulement total annuel du Fouta Djalon se fait durant la saison des pluies, de juillet à septembre (chapitre IV). Or, la plupart des prélèvements ont été effectués avant ou après cette période. Ainsi, les moyennes présentées ci-dessous ont été calculées en pondérant chaque prélèvement par un coefficient qui tient compte de cette répartition annuelle des écoulements.

1. Des sources aux fleuves

La composition chimique des eaux de surface, en allant de l'amont des bassins vers l'aval, fournit un "profil-en-long chimique" des eaux de surface du Fouta Djallon (tableau 55). Depuis les sources jusqu'aux fleuves, en passant par les ruisseaux et les rivières, la minéralisation totale passe de 31 mg/l à 52 mg/l. Cette augmentation de la charge dissoute totale s'accompagne d'une augmentation significative du pH. La teneur en chlorures est sensiblement la même dans les eaux de sources, de ruisseaux et de rivières, mais elle est largement supérieure dans les eaux des fleuves. La principale source de chlorures est l'atmosphère ; il y a donc concentration des eaux fluviales par évaporation. Ce processus s'ajoute aux apports dus à l'altération chimique tout au long du cheminement des eaux vers l'aval, et confère une minéralisation totale plus élevée aux eaux fluviales : l'amont nourrit l'aval (PAQUET, 1970).

Tableau 55 – *Composition chimique moyenne des eaux de sources, de ruisseaux, de rivières et de fleuves du Fouta Djallon*

Taille du bassin versant	n	anions Cl HCO ₃ (μeq/l)		cations Ca Mg K Na (μeq/l)				SiO ₂ (μmol/l)	pH _i	Cond (μS/cm)	Σanion (μeq/l)	Σcation (μeq/l)	TDS (mg/l)	R _E
Sources	28	22	229	89	92	18	52	188	6,7	25	251	251	30,8	1,4
Ruisseaux	59	19	295	129	115	18	54	171	6,9	31	314	316	35,0	1,8
Rivières	48	22	410	168	159	37	82	175	7,2	43	432	446	45,3	2,4
Fleuves	31	42	478	210	176	52	106	166	7,5	53	520	544	51,9	2,8

n : nombre d'échantillons analysés ; Cond : conductivité à 20°C ; TDS : charge totale dissoute ; $R_E = (6.K_2O + 6.Na_2O + 2.CaO - SiO_2)/(K_2O + Na_2O + CaO)$ en moles d'oxyde

Ainsi, au cours de leur cheminement des sources aux rivières, les eaux de surface acquièrent une charge dissoute supplémentaire due essentiellement à l'altération chimique. Par contre, en ce qui concerne les eaux des fleuves, l'augmentation des concentrations est principalement réglée par l'évaporation, mise en évidence par la brusque augmentation des teneurs en chlorures.

2. Composition chimique des eaux par bassin versant

Pour tous les bassins versants ou sous-bassins versants, la concentration des eaux en fin de saison sèche (de janvier à juin) est supérieure à celle des eaux prélevées après la saison des pluies (d'octobre à décembre) (tableau 56). Tous les éléments majeurs suivent ce schéma, à l'exception de la silice dans les bassins du Konkouré et de la Gambie.

Sur le flanc ouest du Fouta Djallon, les deux bassins versants côtiers guinéens ont des caractéristiques chimiques différentes. Les eaux de la Tominé sont deux fois plus minéralisées que celles du Konkouré. Les eaux de la Tominé sont bicarbonatées magnésiennes alors que celles du Konkouré sont bicarbonatées calciques.

A l'intérieur du bassin de la Gambie, la Dima et l'Oundou ont des eaux de qualité chimique différente. A l'Ouest, les eaux sont neutres (pH = 6,9) et faiblement minéralisées (30,7 mg/l) ; à l'Est, les eaux ont des pH plutôt basiques (pH = 7,2) et sont plus minéralisées (46,5 mg/l). Cette différence est imputable à la présence largement dominante du calcium et des bicarbonates dans les eaux. A l'aval de la confluence de ces deux rivières, les eaux ont déjà acquis la composition des eaux transitant au bief de Kédougou. Toutes ces eaux sont bicarbonatées calciques. Ce caractère calcique est à corréliser avec le caractère calcique des eaux de la Falémé dont les prélèvements proviennent de la même zone géographique.

En effet, la prédominance de ces ions apparaît encore plus marquée dans le bassin versant de la Falémé, où trois prélèvements seulement ont été effectués dans la partie occidentale du bassin (attenante au bassin de l'Oundou) en domaine gréseux quartzitique durant le mois de novembre, avant que les eaux soient

Tableau 56 – Composition chimique moyenne des eaux des bassins versants constitutifs du Fouta Djallon avant la saison des pluies (B) et après la saison des pluies (A)

Bassin versant	n	anions			cations				SiO ₂ (μmol/l)	pH _i	Cond (μS/cm)	Σanion (μeq/l)	Σcation (μeq/l)	TDS (mg/l)
		Cl	HCO ₃		Ca	Mg	K	Na						
			(μeq/l)		(μeq/l)									
KONKOURE	B	9	46	162	66	52	28	65	82	6,6	23	208	211	21,0
	A	5	26	117	49	35	13	50	95	6,6	15	143	147	16,9
TOMINE	B	4	23	547	199	284	33	55	160	7,2	60	570	571	53,8
	A	13	19	259	99	110	20	56	123	7,0	28	278	285	29,3
GAMBIE Dima	B	22	26	272	107	106	25	55	173	6,7	28	298	293	33,7
	A	12	15	227	109	88	10	29	193	6,9	25	242	236	30,3
Oundou	B	4	9	554	253	186	39	84	200	7,2	51	563	562	56,9
	A	8	4	359	193	108	12	46	271	7,2	38	363	359	45,1
Gambie	B	6	24	726	348	283	46	98	163	7,3	68	750	775	69,8
	A	5	16	278	130	110	14	38	203	7,2	31	294	292	35,0
FALEME	B	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	A	3	20	423	217	159	15	52	333	7,4	47	443	443	54,5
BAFING Bafing (amont)	B	7	25	470	126	232	37	109	195	7,2	47	495	504	50,8
	A	8	22	297	91	140	17	72	145	6,8	29	319	320	33,5
Téné	B	8	29	188	69	84	20	45	121	6,7	21	217	218	24,1
	A	10	28	151	55	73	17	41	106	6,8	18	179	186	20,2
Bafing (aval)	B	1	56	519	183	272	28	93	150	7,4	55	575	576	52,9
	A	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
TINKISSO	B	3	28	820	202	439	59	154	276	7,6	76	848	854	83,2
	A	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

n : nombre d'échantillons analysés ; Cond : conductivité à 20°C ; TDS : charge totale dissoute ; RE = $(6.K_2O + 6.Na_2O + 2.CaO - SiO_2)/(K_2O + Na_2O + CaO)$ en moles d'oxyde

concentrées par évaporation. Ainsi leur moyenne donne sûrement une bonne idée de la qualité chimique moyenne annuelle des eaux issues de cet ensemble lithologique, dont le caractère gréseux quartzitique ne peut justifier ces fortes charges dissoutes. La seule explication possible est la dissolution des bancs carbonatés du bassin de Madina-Kouta largement représenté dans ces deux bassins versants (chapitre II).

Les eaux du Bafing sont plus minéralisées que celles de son affluent principal, la Téné, dont la charge totale dissoute est du même ordre de grandeur que celle du Konkouré. La répartition relative des différentes espèces chimiques entre ces deux affluents est sensiblement la même, à l'exception des chlorures qui semblent légèrement plus concentrés dans le sous-bassin versant de la Téné. Les eaux du Bafing, après la confluence, sont largement plus minéralisées du fait de la présence largement dominante des dolérites dans la partie aval. Toutes ces eaux sont bicarbonatées magnésiennes.

Enfin, les trois prélèvements du bassin versant du Tinkisso ont été effectués en fin de saison sèche, en mars et juin, et leurs eaux bicarbonatées magnésiennes sont fortement concentrées.

3. La qualité chimique des eaux sortant du Fouta Djallon

Après avoir répertorié les différents types chimiques des eaux de surface du Fouta Djallon, il importe ici de donner la qualité chimique des eaux sortant de ce massif. Deux cas se présentent. Soit la qualité chimique des eaux à l'exutoire est suivie dans le temps ; on calcule alors la moyenne pondérée par le débit

des compositions chimiques enregistrées à cette station ; c'est le cas de Kédougou pour la Gambie et de Dabola pour le Tinkisso (chapitre VI). Soit il n'y a pas de suivi à l'exutoire, on calcule alors la moyenne des compositions chimiques des eaux de l'ensemble du bassin versant considéré en affectant à chaque sous-bassin versant un coefficient qui tient compte de sa contribution à l'écoulement total enregistré à l'exutoire. Le peu de prélèvements effectués sur l'ensemble du bassin versant de la Falémé et le caractère trop localisé de ces prélèvements ne permettent pas d'utiliser cette méthode. Il semble préférable de prendre la composition chimique de l'eau obtenue sur un échantillon prélevé en octobre sur la Falémé à Saraya, quelques kilomètres à l'aval de l'exutoire du bassin.

Les eaux drainant l'Est du Fouta Djallon sont deux fois plus minéralisées que celles drainant l'Ouest de ce massif (tableau 57). Des six fleuves qui drainent le Fouta Djallon, le Konkouré est de loin celui qui a les eaux les moins concentrées ; leur minéralisation est proche de celle des eaux de pluie (chapitre V). Cette très faible charge dissoute est bien sûr à mettre en relation directe avec le substratum entièrement gréseux de ce bassin versant. Pour la Tominé, la présence de 14 % de dolérite explique une plus forte concentration de ses eaux, qui restent cependant encore relativement peu concentrées. A l'opposé, sur le rebord oriental du Fouta Djallon, les bassins versants de la Falémé, du Bafing et du Tinkisso sont drainés par des eaux beaucoup plus minéralisées et du même ordre de grandeur. Enfin, les eaux de la Gambie ont une minéralisation totale intermédiaire.

Tableau 57 – Composition chimique moyenne des eaux sortant du Fouta Djallon

Bassin versant	anions		cations				SiO ₂ (μmol/l)	pH _i	Cond (μS/cm)	Σanion (μeq/l)	Σcation (μeq/l)	TDS (mg/l)	R _E
	Cl	HCO ₃	Ca	Mg	K	Na							
KONKOURÉ	31	127	53	39	16	53	92	6,6	17	158	161	17,8	2,8
TOMINE	20	324	122	149	23	56	131	7,0	34	344	350	34,8	2,3
GAMBIE	23	351	180	121	26	57	185	7,3	35	374	384	40,7	1,9
FALEME	30	400	180	130	30	90	248	7,4	51	430	430	48,8	1,9
BAFING	56	519	183	272	28	93	150	7,4	55	575	576	52,9	2,6
TINKISSO	11	459	115	222	23	126	225	7,6	44	470	486	50,8	2,6
Eaux du FOUTA	32	310	118	136	22	70	140	7,0	34	342	346	35,0	2,4

Cond : conductivité à 20°C ; TDS : charge totale dissoute ; $R_E = (6.K_2O + 6.Na_2O + 2.CaO - SiO_2)/(K_2O + Na_2O + CaO)$ en moles d'oxyde

Cette séparation du Fouta Djallon en deux régions est le résultat de la concomitance de deux facteurs indépendants : la lithologie et la pluviosité. Les bassins versants à substratum gréseux, formant la partie ouest, livrent les eaux les moins concentrées ; dans les autres bassins versants, la présence de dolérite, de granite pour le Bafing et le Tinkisso, de schistes pour la Falémé, peut expliquer une charge ionique plus importante dans les eaux de surface. De plus, l'isohyète 1500 mm suit de près la ligne de crête séparant les deux bassins versants côtiers guinéens des autres bassins versants constitutifs du Fouta Djallon : la pluviosité augmente vers la côte et diminue au contraire vers l'Est (chapitre III). Ainsi, il y a un phénomène de dilution par les eaux de pluie sur les deux bassins versants côtiers guinéens, qui se superpose à l'influence de la lithologie. Par contre, il y a concentration par évaporation sur les autres bassins versants, à l'exception sûrement du bassin de la Gambie où l'isohyète 1300 mm se trouve déjà à l'extrémité nord du bassin (chapitre III).

Cependant, ces phénomènes de dilution ou de concentration ne changent en rien les rapports des différents éléments chimiques entre eux. Les eaux de la Falémé et de la Gambie sont bicarbonatées calciques, alors que pour les autres bassins versants les eaux sont bicarbonatées magnésiennes, à l'exception du Konkouré où les eaux sont, du fait de leur très faible minéralisation, bicarbonatées calciques. Rappelons que ce caractère bicarbonaté calcique des eaux de la Falémé et de la Gambie est attribuable à la présence de séquences argilo-carbonatées dans l'ensemble grés-quartzitique du bassin de Madina-Kouta (chapitre II).

4. Caractéristiques moyennes des eaux de surface du Fouta Djalón

La caractéristique essentielle des eaux qui drainent le massif du Fouta Djalón est leur très faible minéralisation qui, en moyenne annuelle, reste inférieure à 50 mg/l. Le regroupement de tous les prélèvements donne pour les eaux du Fouta Djalón une charge totale dissoute moyenne de 35 mg/l. Ce résultat n'est pas sans liaison avec la nature essentiellement gréseuse du substratum et l'importance des niveaux cuirassés "stériles". En résumé, les hauteurs du Fouta Djalón livrent actuellement aux provinces de l'aval des eaux proches de la neutralité et faiblement minéralisées, dans lesquelles prédominent les bicarbonates, le calcium et le magnésium. Les eaux du Konkouré et de la Tominé sont calco-magnésiennes, celles de la Gambie et de la Falémé sont calciques alors que celles du Bafing et du Tinkisso sont plutôt magnésiennes.

5. L'exportation des matières en suspension

L'exportation des matières en suspension hors du Fouta Djalón a été suivie à Kédougou sur la Gambie et à Dabola sur le Tinkisso. Ces résultats ont été discutés dans le chapitre précédent (chapitre VI). Rappelons que les concentrations journalières, moyennes mensuelles et moyennes annuelles, sont très faibles comparativement aux exportations de MES par les cours d'eau de la zone soudano-sahélienne. En période de basses-eaux, les concentrations mesurées sur filtres à partir des prélèvements itinérants fluctuent de 2 à 10 mg/l sur l'ensemble du Fouta Djalón. En début de crue, le phénomène de "chasse-d'eau" ne semble pas très important sur ces terrains cuirassés. Les charges en suspension maximales enregistrées à Kédougou et à Dabola sont du même ordre de grandeur, respectivement 88 et 74 mg/l. Pour ces deux bassins versants étudiés (de superficie sensiblement égale), la concentration moyenne annuelle est de 32 mg/l, ce qui donne un flux spécifique d'érosion mécanique de 8 t/km²/an. Cette valeur est extrapolée à l'ensemble du Fouta Djalón.

Enfin, la qualité chimique des MES de la Gambie à Kédougou a été présentée également dans le chapitre VI. A défaut d'autres analyses, cette composition est attribuée à l'ensemble des exportations solides du Fouta Djalón.

B – CARACTÉRISATION DES GRANDS TYPES D'ALTÉRATION

1. Les diagrammes d'équilibre et les modèles thermodynamiques

Le type d'altération peut être précisé par une approche thermodynamique qui repose, essentiellement, sur l'hypothèse selon laquelle les eaux qui transitent dans les profils de sols sont en équilibre avec les minéraux qui s'y trouvent. Dans le cas des eaux de sources, de ruisseaux, de rivières et de fleuves, les témoignages de ces équilibres passés entre les solutions et les minéraux silicatés se sont "dissipés", mais on admet en première approximation qu'elles en sont encore le reflet pas trop lointain. En effet, les eaux météoriques modifient rapidement leur composition pour acquérir le faciès du milieu qu'elles traversent ; cet équilibre établi, la composition chimique se modifie plus lentement lors de son passage dans un milieu différent : les réactions qui réajustent l'équilibre se font plus lentement (TARDY *et al.*, 1973 ; LENOIR, 1978 ; GAC, 1980). Le modèle thermodynamique utilisé est celui décrit par FRITZ (1975). Les différents diagrammes d'équilibre sont bâtis à partir des constantes d'équilibre (à 25°C et 1 atm) et des réactions d'hydrolyses utilisées par GAC (1980).

Les eaux moyennes du Fouta Djalón se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite (fig.61). Elles sont sursaturées par rapport au quartz et sous-saturées par rapport à la silice amorphe. Ce caractère est mis en évidence par le tracé du cercle de confiance établi à l'aide du test de Student pour un intervalle de confiance de 95 %.

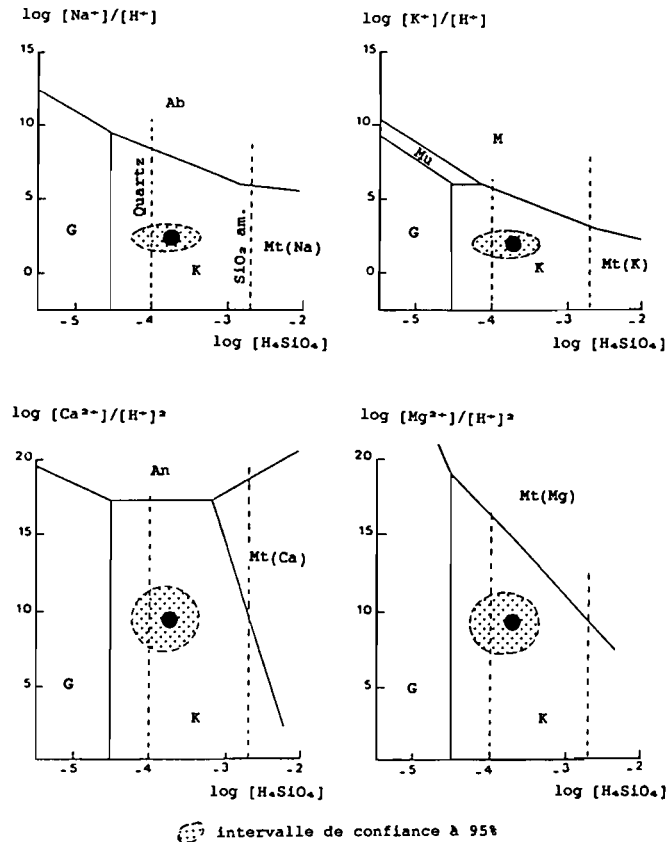


Fig.61 – Position moyenne des eaux du Fouta Djallon dans les diagrammes de stabilité des minéraux silicatés (Ab : albite ; An : anorthite ; G : gibbsite ; K : kaolinite ; M : microcline ; Mt(Na/K/Ca/Mg) : montmorillonite ; Mu : muscovite)

2. Utilisation d'un rapport géochimique

Le type d'altération peut également être précisé par l'utilisation de rapports géochimiques (PÉDRO, 1964, 1966, 1979 ; TARDY, 1969 ; GAC, 1980 ; DARMENDRAIL, 1984). Les différents types d'altération régnant sur les bassins versants qui drainent le Fouta Djallon ont été déterminés par la méthode TARDY (1969, 1971). Elle consiste à évaluer le rapport moléculaire $R_E = \text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ de l'ensemble des minéraux secondaires présents dans les sols (ou résidu d'altération) à partir de la quantité de cations basiques et de silice contenus dans les eaux de lessivage. La valeur du rapport R_E permet de préciser le type d'altération dominant. Lorsqu'il est nul, l'aluminium et le fer sont les seuls éléments fixés sous forme d'hydroxydes insolubles : c'est le domaine de l'allitisation (la gibbsite et les différents hydrates d'alumine persistent seuls dans les profils, témoignant du lessivage complet de la silice et des cations basiques dans des proportions relatives identiques à celles des roches-mères). La monosiallisation correspond à un rapport R_E égal à 2 : le lessivage des bases est total, alors que seule une partie de la silice se retrouve dans la phase soluble ; l'aluminium et la silice résiduels s'organisent dans les profils en néoformant des phyllosilicates de type 1/1 comme la kaolinite, mais une telle valeur n'exclut pas la présence d'argiles du type 2/1 et de gibbsite. Lorsque le rapport est nettement supérieur à 2 (domaine de la bisiallisation), les bases et la silice ne sont que partiellement lessivées ; la quantité de silice qui demeure dans les profils est plus importante que n'en nécessite la formation de la kaolinite, conduisant ainsi à la naissance de minéraux argileux 2/1 du type smectite ou vermiculite.

Cette méthode ne fournit que des indications sur la tendance à l'évolution des sols d'altération. En effet, il ne s'agit que d'une simple reconstitution de l'évolution géochimique des sols à partir de collectes d'eaux de surface supposées être le reflet fidèle des eaux de nappe. D'autre part, le rapport R_E choisi a été établi

pour des substratums de type granito-gneissique ; de ce fait, on néglige le rôle joué par le magnésium plus facilement mobilisable dans les roches basiques.

Pour l'ensemble du Fouta Djalou, la valeur du rapport R_E (2,4) indique une tendance générale à la monosiallitisatlon : la kaolinite est le minéral dominant dans les sols. L'influence de la différence entre roches basiques et roches acides sur ce type d'altération est faible ; la kaolinite reste toujours l'argile de néoformation prédominante ; GAC (1980) faisait d'ailleurs la même remarque sur l'ensemble des paysages amont du bassin du lac Tchad. Cependant, l'évolution est différente selon les sous-bassins régionaux (tableau 57). Les eaux de la Falémé et de la Gambie avec un R_E légèrement inférieur à 2 témoignent d'une altération à caractère monosiallitique dominant et allitique ménagé. En revanche, pour le Bafing, le Tinkisso et les deux bassins côtiers, les eaux indiquent une monosiallitisatlon avancée avec une tendance à la bisiallitisatlon, ce qui se traduit dans les sols par une prédominance de la kaolinite accompagnée localement de montmorillonite.

La distinction entre sources, ruisseaux-rivières et fleuves (tableau 55) définit un gradient amont-aval de la nature chimique des solutions et met en évidence une évolution du type d'altération entre les points hauts et les points bas du paysage. La valeur du rapport R_E croît avec la longueur du cheminement des eaux de surface dans le bassin : sources (1,4), ruisseaux (1,8), rivières (2,4) et fleuves (2,8). Les sols des hauteurs sont à dominante gibbsitique et bauxitique alors que la dynamique de la silice et des cations traduit l'apparition de la kaolinite le long des pentes et l'association kaolinite-montmorillonite dans les bas-fonds. On retrouve le schéma classique des successions systématiques des différents types de sols entre l'amont et l'aval des paysages : gibbsite, kaolinite et montmorillonite (TARDY, 1969 ; PAQUET, 1970 ; BOCQUIER, 1973 ; BOULET, 1974 ; LÉVÊQUE, 1979 ; GAC, 1980). Bien sûr, dans le détail, conformément aux observations de KALOGA (1983) en Haute-Volta, des tendances régionales plus complexes peuvent apparaître (ORANGE et GAC, 1990b).

C - PREMIÈRES CONCLUSIONS

Deux enseignements majeurs ressortent de cette reconnaissance géochimique des eaux drainant les versants du Fouta Djalou. Premièrement, les hauteurs du Fouta Djalou évacuent actuellement, vers les régions aval, des eaux proches de la neutralité et faiblement minéralisées (moyenne de 35 mg/l) où prédominent les bicarbonates, le calcium et le magnésium. Deuxièmement, la dynamique d'altération dominante dans les sols est de type monosiallitique, avec une prédominance très marquée de la kaolinite. Cependant, dans le détail, les eaux drainant le Nord du Fouta Djalou sont fortement bicarbonatées calciques et pauvres en chlorures ; ailleurs, les eaux sont bicarbonatées magnésiennes. D'autre part, la dynamique de la silice et des cations contenus dans les eaux met en évidence une régionalisation des types d'altération. Le Nord du Fouta Djalou (bassins de la Gambie et de la Falémé) semble être à caractère bauxitique marqué, alors que les bassins côtiers à l'Ouest sont dominés par la bisiallitisatlon et que, à l'Est, sur les bassins du Sénégal et du Tinkisso, règne la monosiallitisatlon. Enfin, la distinction entre sources, ruisseaux et fleuves confirme la succession classique des différents types d'altération entre les points hauts et les points bas du paysage : allitisatlon avec individualisation de gibbsite et formation éventuelle de bauxite sur les hauts reliefs, bisiallitisatlon avec néoformation d'argiles gonflantes dans les bas-fonds et monosiallitisatlon entre ces deux pôles le long des pentes.

II – BILANS D'ALTÉRATION CHIMIQUE ET D'ÉROSION MÉCANIQUE DANS LE FOUTA DJALON

A – LES FLUX DE MATIÈRES SORTANT DU FOUTA DJALON

1. Les flux de matières en solution

Près de 770 000 t/an de matières en solution sont exportées hors du Fouta Djalou : 30 % de ce flux total annuel transite par le Bafing ; la Tominé et le Konkouré exportent chacun 20 % du total ; la Gambie, la Falémé et le Tinkisso se répartissent en parts égales les 30 % restant (tableau 58). Ce tonnage représente un flux spécifique dissous moyen de 13 t/km²/an sur l'ensemble du Fouta Djalou. Le flux spécifique est plus faible sur les bassins versants de la Falémé (7 t/km²/an) et de la Gambie (10 t/km²/an) alors qu'il est maximal sur la Tominé (17 t/km²/an). Le facteur déterminant semble donc être l'intensité de la lame d'eau précipitée, c'est-à-dire le domaine climatique considéré, ce qui est une caractéristique des bassins versants à substratum cristallin (DARMENDRAIL, 1984).

Tableau 58 – Flux dissous (T_D) et particuliers (T_S) dans les bassins versants qui drainent le Fouta Djalou et flux spécifiques correspondants (F_{TDS} et F_{MES})

Bassin versant	TDS (mg/l)	T_D (t/an)	F_{TDS} (t/km ² /an)	MES (mg/l)	T_S (t/an)	F_{MES} (t/km ² /an)
KONKOURÉ	17,8	140 900	14,2	10	(79 200)	—
TOMINÉ	34,8	164 600	17,5	16	(75 200)	—
GAMBIE	40,7	77 000	10,3	32	60 000	8
FALEMÉ	48,8	69 300	6,9	60	(80 800)	—
BAFING	52,9	240 200	15,3	28	(125 600)	—
TINKISSO	50,8	80 100	12,5	32	51 200	8
Eaux du FOUTA	35,0	772 100	13,1	21	(472 000)	(8)

Entre parenthèses : valeurs estimées en prenant 8 t/km²/an comme flux particulaire spécifique

2. Les flux de matières en suspension

Sur la base d'un flux spécifique moyen annuel de 8 t/km²/an sur l'ensemble du Fouta Djalou pour la période étudiée de 1979 à 1986, on obtient un flux total des MES sortant du Fouta Djalou de 470 000 t/an, ce qui représente une concentration moyenne de 21 mg/l (tableau 58). Cette hypothèse d'uniformité de réponse à l'érosion mécanique de l'ensemble du Fouta Djalou est en accord avec les résultats d'une étude antérieure effectuée par la Société Energo-Projet (GUPTA, 1987). Après avoir effectué des mesures journalières de concentration des MES de juillet à septembre sur le Bafing à Balabory, le rapport conclut à une concentration moyenne annuelle de 26 mg/l, ce qui est très proche des 28 mg/l trouvés par nos calculs (tableau 58). D'autre part, cette dilution des teneurs en MES dans les eaux (conséquence de l'hypothèse de calcul) correspond aux observations de terrain et aux données plus complètes sur les exportations en éléments dissous. Les deux extrêmes sont représentés par les eaux très claires du Konkouré (10 mg/l) et par les eaux les plus chargées de la Falémé (60 mg/l).

3. Importance relative des transports dissous et particuliers

En année moyenne, le flux total de matières exportées hors du Fouta Djalou est de 1,2 millions de tonnes par an, dont 62 % sous forme dissoute. Ce chiffre représente un flux spécifique total de 21 t/km²/an ; 29 %

de ce flux total transite par le Bafing, 19 % et 18 % respectivement par la Tominé et le Konkouré, 12 % par la Falémé, et 11 % chacun pour la Gambie et le Tinkisso (fig.62).

Les contributions respectives des transports minéraux dissous et des transports particuliers sont comparées pour les principaux éléments exportés (fig.63). Le carbone inorganique, le chlore, le sodium, le calcium et le magnésium sont principalement exportés sous forme dissoute. L'aluminium et le fer sont essentiellement entraînés sous forme particulaire. Plus de la moitié du silicium (57 %) et seulement 15 % du potassium sont exportés sous forme particulaire. Les faibles contributions de ces deux éléments au transport particulaire soulignent la faiblesse des exportations de MES hors de ce paysage soudano-guinéen.

Toutes formes de transport confondues, l'ordre d'importance des tonnages d'éléments exportés est le suivant : Si > C_{inorg.} > Ca > Mg > Na > Cl > Al > K > Fe.

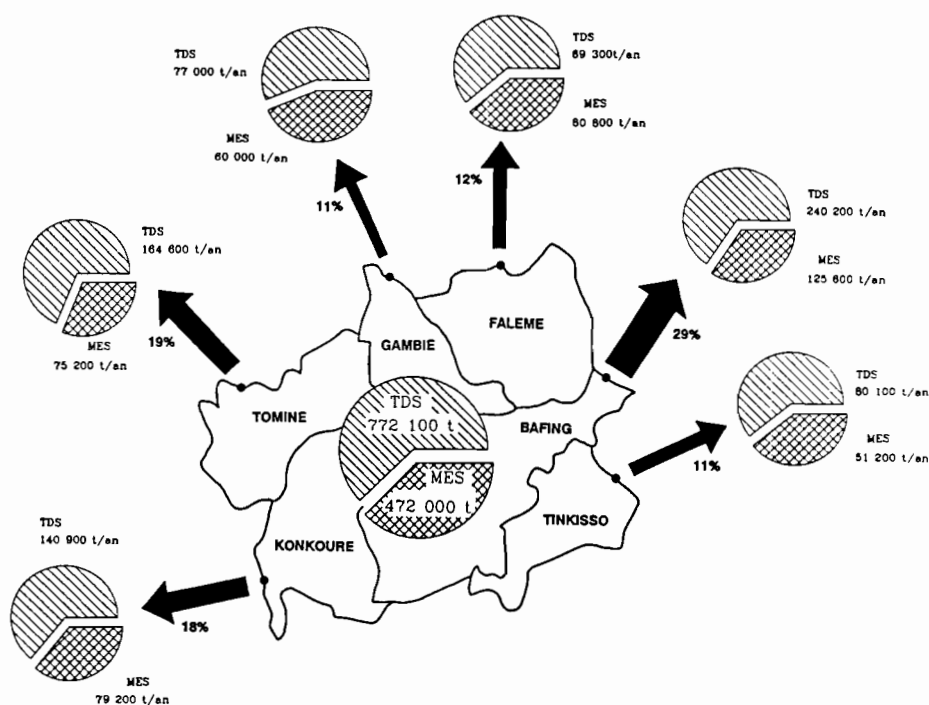


Fig.62 – Répartition des exportations de matières dissoutes et particulaires hors du Fouta Djallon

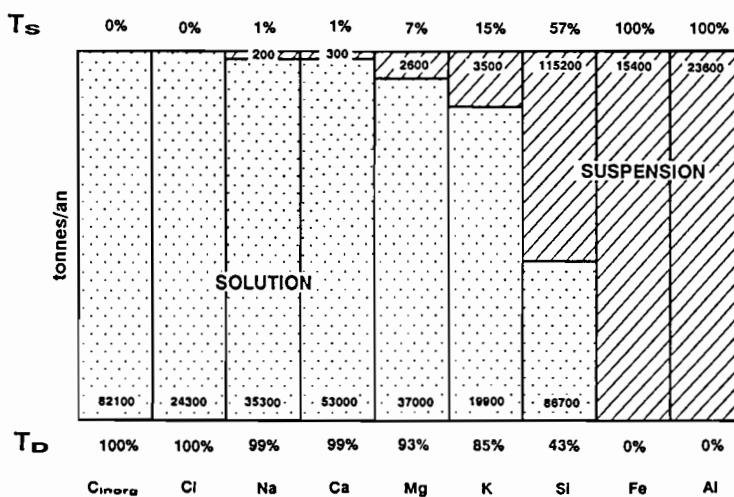


Fig.63 – Importance relative des exportations de matières dissoutes et particulaires hors du Fouta Djallon

Le flux de carbone organique particulaire est calculé à partir du taux de COP mesuré dans les MES de Kédougou, soit 5,1 % (chapitre VI). On obtient alors une exportation annuelle de COP de 24 000 t/an, soit un flux spécifique de 0,4 t/km²/an de carbone.

Enfin, la comparaison avec d'autres bassins africains montre que les flux spécifiques dissous et particuliers du Fouta Djalou (respectivement 13 t/km²/an et 8 t/km²/an) sont du même ordre de grandeur que ceux de l'Ouham, dont l'environnement géologique et climatique est semblable (respectivement 13 t/km²/an et 10 t/km²/an) (GAC et PINTA, 1973). Par contre, ces chiffres sont largement inférieurs à la moyenne africaine (respectivement 24 t/km²/an et 17 t/km²/an) (GARRELS et MACKENZIE, 1971).

B – L'ÉROSION ACTUELLE DANS LE FOUTA DJALON

L'érosion mécanique et l'altération chimique s'associent pour évacuer les éléments hors du profil pédologique. Certains éléments sont exportés en solution, d'autres sont temporairement retenus, complètement ou partiellement, dans les minéraux secondaires néoformés ou dans les minéraux résiduels. Au fur et à mesure que l'altération chimique progresse en profondeur, les minéraux résiduels ou secondaires s'accumulent. Ceci correspond à l'approfondissement des profils et s'oppose ainsi à l'ablation mécanique qui tend, en surface, à réduire l'épaisseur des sols. L'importance de ces deux mécanismes concurrentiels est ici déterminée pour l'ensemble du Fouta Djalou.

1. L'impact des poussières atmosphériques

Une partie seulement des transports dissous a pour origine l'altération chimique des roches et des sols. Une part importante de la charge dissoute est liée aux apports atmosphériques, aux pollutions et au CO₂ atmosphérique utilisé lors des processus d'altération et de dissolution des roches (FRITZ, 1975 ; BOURRIÉ, 1978 ; MEYBECK, 1984). D'autre part, l'importance des aérosols détritiques dans cette zone géographique (chapitre V) influence également l'exportation de MES. Mais leur contribution y est difficilement quantifiable. Pour toutes les espèces chimiques, le flux particulaire sortant du Fouta Djalou est inférieur à l'apport atmosphérique particulaire (fig.64). Le calcium et le sodium sont les éléments les moins exportés ; on retrouve à la sortie seulement 2 % à 3 % de leur masse totale initiale. Par contre, le fer est l'élément le plus restitué (50 %) ; entre ces deux extrêmes, les éléments s'arrangent dans l'ordre croissant suivant : Mg < Si < K < Al.

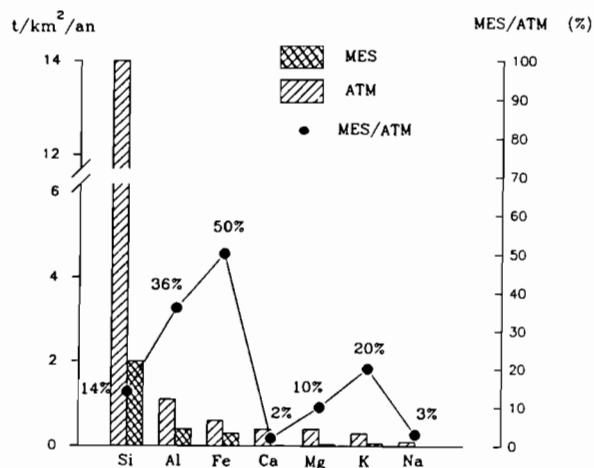


Fig.64 – Importance relative des apports atmosphériques particuliers sur le Fouta Djalou et des flux de matières en suspension exportés par les fleuves et rivières qui drainent ce massif

Le fer est un élément difficilement assimilable par les êtres vivants, contrairement au calcium. On peut donc supposer qu'une grande partie des poussières atmosphériques est reprise par le vent (plus de 50 %, correspondant aux 50 % manquants du fer) et qu'une autre partie est assimilée par la végétation, et la faune, ou dissoute par les eaux, préférentiellement selon les éléments chimiques. Leur impact sur le bilan d'érosion mécanique à l'échelle du paysage semble donc négligeable.

En fait, l'impact le plus important des apports atmosphériques détritiques est le fait des eaux de pluie, dont ils modifient fortement la composition chimique (chapitre V).

2. Bilan des apports atmosphériques dissous et des flux dissous exportés

Le bilan massique des apports atmosphériques dissous et des flux dissous exportés, effectué à partir de la composition chimique des eaux de pluie en milieu guinéen (chapitre V) et de la composition chimique moyenne des eaux sortant du Fouta Djallon, permet d'appréhender le bilan "entrée-sortie" sur l'ensemble du Fouta Djallon. Ce bilan est équilibré pour le chlore, ce qui confirme l'origine essentiellement atmosphérique de cet élément. Pour les autres éléments, il est positif à l'exception du bilan du calcium qui est fortement excédentaire (tableau 59).

Tableau 59 – Bilan massique des apports atmosphériques dissous et des flux dissous exportés hors du Fouta Djallon (en 10^3 t/an)

Eléments chimiques	ENTREES E	SORTIES S	BILAN $\delta = E - S$	δ_s (t/km ² /an)	$\ \delta/S \ $ (%)
Cl	24,4	24,3	0	0	0
HCO ₃	391,1	417,2	-26,1	-0,44	6
Ca	154,8	53,0	+101,8	+1,73	—
Mg	8,1	37,0	-28,9	-0,49	78
K	16,3	19,9	-3,6	-0,06	18
Na	24,4	35,3	-10,9	-0,20	31
SiO ₂	57,0	185,4	-128,4	-2,18	69

δ_s : bilan spécifique

Un bilan "entrée-sortie" négatif (<0) correspond à un apport provenant de l'altération chimique de la roche. Ainsi, il apparaît que le calcium est le seul élément stocké (seul bilan positif) à l'échelle du paysage. On peut supposer ici qu'une partie du calcium précipite sous forme de calcite dans le sol, hypothèse déjà envisagée par TARDY (1969), puis LELONG et ROOSE (1986) dans le Nord de la Côte d'Ivoire en milieu guinéen dans des conditions bioclimatiques comparables. La silice constitue 75 % des flux dissous exportés provenant de l'altération. Cependant, le magnésium est l'élément ayant le taux d'apport par l'altération le plus important : 78 % du magnésium exporté hors du paysage viendrait de l'altération (tableau 59). Enfin, l'altération chimique actuelle sur l'ensemble du Fouta Djallon apporte surtout aux eaux de surface de la silice et du magnésium.

Bien que les eaux de la Gambie et de la Falémé semblent influencées par la dissolution de bancs carbonatés à l'intérieur d'une matrice générale gréseuse, l'altération chimique qui affecte le Fouta Djallon est assimilée en première approximation à une hydrolyse simple des minéraux qui composent les roches cristallines. Cette hypothèse permet de ne considérer que la somme des cations et de la silice pour le bilan du soutirage chimique (GAC, 1980 ; MEYBECK, 1984). Pour la période 1979–1986, l'altération chimique sur l'ensemble du Fouta Djallon est de 2,9 t/km²/an, ce qui est du même ordre de grandeur que les valeurs mesurées directement sur des toposéquences en milieu guinéen par LELONG et ROOSE (1986). Par contre, elle est largement inférieure au résultat donné par GAC et PINTA (1973) sur l'Ouham (7,5 t/km²/an), du fait, à notre avis, de la non prise en compte des apports atmosphériques, les auteurs n'ayant retranché que les ions bicarbonates au flux total exporté par la rivière.

3. Erosion des sols et vitesse d'approfondissement des profils

Sur l'ensemble du Fouta Djallon, le principal produit de l'altération est la kaolinite. L'importance relative des deux mécanismes concurrentiels d'érosion des sols et d'approfondissement des profils peut être appréciée par le calcul du bilan d'altération de la kaolinite selon la méthode décrite par GAC et PINTA (1973).

L'érosion mécanique spécifique a été fixée à $8 \text{ t/km}^2/\text{an}$. En admettant une densité moyenne de 2,0 pour les sols, les processus actuels d'érosion sur l'ensemble du Fouta Djallon se traduiraient par une ablation mécanique des sols de $4 \text{ mm}/1000 \text{ ans}$ en moyenne. On sait par ailleurs que 36 % des MES sont formés de kaolinite (chapitre VI), ce qui représente une exportation hors du paysage de $170\,000 \text{ t}$ de kaolinite (soit $2,9 \text{ t/km}^2/\text{an}$). Il s'agit maintenant de déterminer dans quelle mesure l'altération chimique est susceptible de compenser chaque année la perte en kaolinite résultant de l'ablation mécanique.

A partir de la composition chimique moyenne des roches du Fouta Djallon (chapitre II) et en prenant une densité moyenne de 2,65, on établit que 1 m^3 de roche contient 1500 kg de quartz, 530 kg de silice combinée et 240 kg d' Al_2O_3 . Il faut évacuer 250 kg de silice pour que toute l'alumine soit associée à la silice restante pour former de la kaolinite, dont le poids est alors de 600 kg .

Le taux moyen de dissolution du quartz généralement admis est de 15 % (LELONG, 1967 ; TARDY, 1969 ; GAC et PINTA, 1973 ; GAC, 1980 ; PROBST, 1983 ; NKOUNKOU et PROBST, 1987). Dans le Fouta Djallon, la silice totale évacuée par m^3 de roche s'élève alors à 475 kg , dont 225 kg proviennent de la dissolution du quartz. Le soutirage chimique en silice qui correspond à la kaolinisation de la roche représente donc 53 % du tonnage annuel de silice en solution, soit $68\,000 \text{ t}$ ($= 128\,400 \text{ t} * 53 \%$) (tableau 59). Il lui correspond une progression de l'altération d'une épaisseur de $4,6 \cdot 10^{-6} \text{ m/an}$ et la formation de $2,8 \text{ t/km}^2/\text{an}$ de kaolinite. Le bilan de la kaolinite s'équilibre donc, puisque l'érosion mécanique enlève $2,9 \text{ t/km}^2/\text{an}$ de kaolinite. Cependant, la tendance apparaît légèrement favorable à l'approfondissement des sols (fig.65).

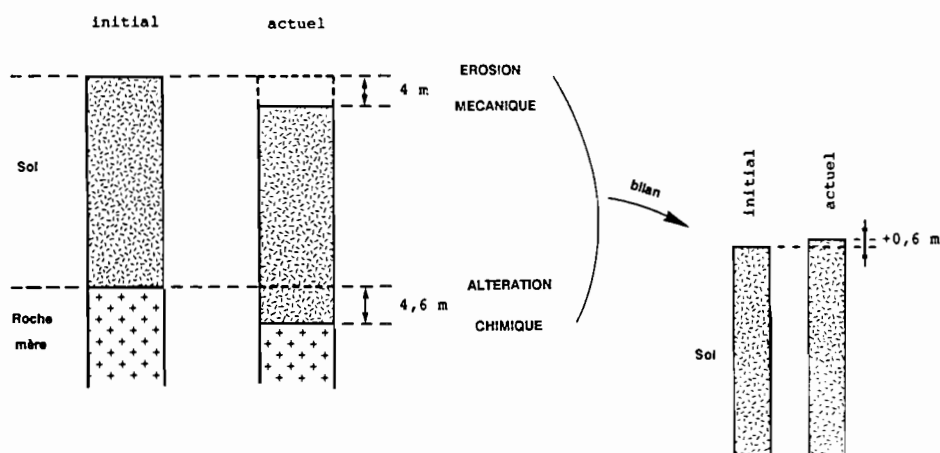


Fig.65 – Bilan actuel de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur l'ensemble du Fouta Djallon (tous les millions d'années)

Il s'agit là de résultats obtenus à partir de valeurs moyennes. Il est bien évident que localement les sols sont susceptibles de s'approfondir ou de se tronquer. En effet, ces chiffres ne sont que des indicateurs de tendance. Le déséquilibre enregistré ici ne semble pas significatif à l'échelle du paysage et nous rejoindrons les conclusions de LELONG et ROOSE (1986) faites sur le Nord de la Côte d'Ivoire dans un climax comparable. Dans les conditions actuelles, le Fouta Djallon est en équilibre géochimique.

III – CONTRIBUTIONS RESPECTIVES DES DIFFÉRENTES FORMATIONS LITHOLOGIQUES A LA DYNAMIQUE ACTUELLE DU FOUTA DJALON

La composition chimique des eaux du Fouta Djalon résulte en fait du mélange d'eaux drainant cinq formations lithologiques principales (chapitre II). Les apports en solution de chaque formation lithologique peuvent être calculés à partir des compositions chimiques moyennes des eaux drainant chaque type de roche et des débits spécifiques des régions correspondantes (NKOUNKOU et PROBST, 1987 ; ETCHANCHU, 1988).

Sur l'ensemble du Fouta Djalon, il existe une relation linéaire hautement significative entre la lame d'eau écoulee et la lame d'eau précipitée (fig.66). Ainsi, les débits spécifiques moyens pour chaque formation lithologique sont déterminés en admettant que les débits suivent la même répartition que les précipitations (SUTCLIFFE et PIPER, 1986) : 56 % des eaux de surface sortant annuellement du Fouta Djalon drainent les formations gréseuses, 18 % les dolérites, 17 % les granites, 7 % les grès quartzitiques à bancs carbonatés et seulement 2 % les schistes (tableau 60) (fig.67).

Tableau 60 – Contributions respectives des différentes formations lithologiques à l'écoulement de surface du Fouta Djalon

Form. lithologiques	S (km ²)	% S	% V	Q (m ³ /s)	Q _s (l/s/km ²)
Granites	14000	24	17	115	8,2
Grès	20100	34	56	394	19,6
Schistes	2300	4	2	11	5,0
Grès quartz.	8200	14	7	52	6,3
Dolérites	14400	24	18	127	8,8

S : superficie ; V volume d'eau ; Q : débit ; Q_s : débit spécifique

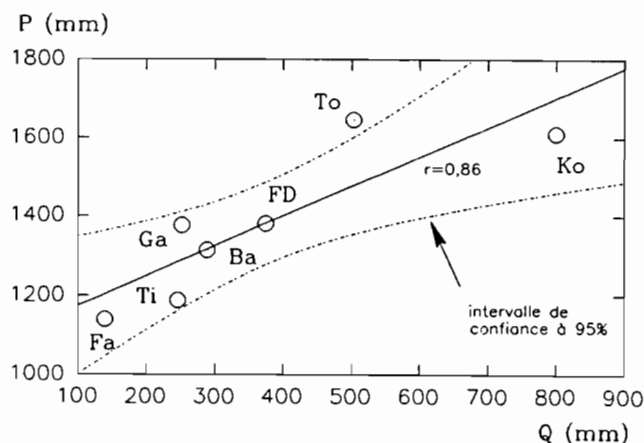


Fig.66 – Relation entre la lame d'eau écoulee (Q en mm) et la lame d'eau précipitée (P en mm) sur l'ensemble du Fouta Djalon

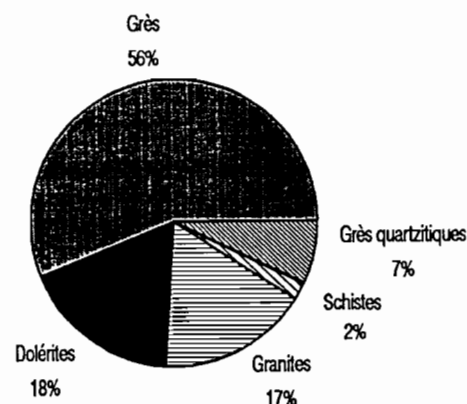


Fig.67 – Apports des différentes formations lithologiques à l'écoulement de surface du Fouta Djalon

La composition chimique moyenne des eaux drainant chaque type de roche est plus délicate à déterminer. Il s'agit de trouver des prélèvements sur des bassins homogènes situés suffisamment à l'amont pour ne pas être influencés par des dissolutions provenant d'autres formations lithologiques : 45 analyses ont été sélectionnées. La composition chimique pour chaque formation lithologique a été calculée par le procédé utilisé pour établir les moyennes par bassin versant.

Bien sûr, ces moyennes doivent être corrigées des apports atmosphériques. En effet, il a été montré plus haut que la composition chimique des apports atmosphériques dissous était d'une importance capitale

pour pouvoir estimer l'altération à partir de ces eaux de surface extrêmement diluées. Or les différents prélèvements choisis n'ont pas été influencés de la même façon par les apports atmosphériques dissous du fait de leur provenances diverses. Certains sont issus du centre du Fouta Djalon en milieu guinéen, d'autres du Nord du massif en milieu soudanien. Ainsi, une composition moyenne des eaux de pluie est calculée à partir de la composition chimique des pluies de ces deux zones climatiques (chapitre V) afin que tout le chlore contenu dans les eaux de surface soit entièrement attribué aux apports atmosphériques. Cette correction est applicable à tous les ensembles lithologiques, à l'exception des schistes où un résidu de chlore subsiste dans les eaux issues de cet ensemble (tableau 61) ; ce résidu représente 0,08 % des flux dissous provenant uniquement de l'altération, ce qui est négligeable. D'autre part, les granites et les grès montrent un bilan négatif pour le calcium ; ce bilan est alors fixé à zéro.

Tableau 61 – *Compositions chimiques moyennes (mg/l) des eaux d'altération drainant les principaux types de roches du Fouta Djalon (après corrections des apports atmosphériques)*

Lithologie	n	Cl	HCO ₃	Ca	Mg	K	Na	SiO ₂
Granites	15	0	6,7	0	0,8	0,2	1,3	7,1
Grès	13	0	1,9	0	0,5	0,1	0,2	5,4
Schistes	1	0,5	13,7	1,3	0,7	0,8	4,8	7,3
Grès quartz.	3	0	22,6	3,6	1,8	0,3	1,0	19,8
Dolérites	13	0	13,9	0,9	1,8	0,4	0,9	10,2

n : nombre d'échantillons

Le calcul du bilan de l'altération par ensemble lithologique donne un bilan légèrement supérieur à celui déterminé globalement sur l'ensemble du Fouta Djalon (tableau 62). La part respective de chaque élément dans le bilan de l'altération est sensiblement la même, à l'exception du magnésium et du calcium. Le magnésium ne représente plus que 9 % du flux dissous provenant de l'altération (au lieu des 17 % obtenus par la méthode globale) et, au contraire, le calcium représente 5 % de ce flux alors qu'il est stocké à l'échelle du paysage.

Tableau 62 – *Comparaison des deux méthodes de calcul des flux dissous provenant de l'altération*

Méthodes		Ca	Mg	K	Na	SiO ₂	Σ(dissous)	E _C (t/km ² /an)
Lithologie	en 10 ³ t	9,7	19,5	4,4	13,0	168,2	215	3,6
	en %	5	9	2	6	78	28	
Globale	en 10 ³ t	<0	28,9	3,6	10,9	128,4	171	2,9
	en %	—	17	2	6	75	22	

Finalement, 20 % à 30 % des flux dissous exportés hors du Fouta Djalon proviennent de l'altération de son substratum rocheux et de sa couverture pédologique. Les grès représentent 36 % de ce flux ; ensuite viennent par ordre décroissant les dolérites, les grès quartzitiques, les granites et, enfin, loin derrière du fait de leur faible superficie, les schistes (tableau 63) (fig.68).

L'importance relative de l'ablation des sols et de l'approfondissement des profils est appréciée par classe lithologique en utilisant la méthode de calcul précédemment décrite. Les grès, les grès quartzitiques et, dans une moindre mesure, les dolérites sont les formations lithologiques du Fouta Djalon formant actuellement des sols, les granites semblent en semi-équilibre géochimique avec cependant une légère tendance vers l'ablation des sols alors que les schistes sont complètement dénudés (tableau 64) (fig.69).

Tableau 63 – *Altération des principaux types de roches du Fouta Djalón exprimée en % de l'altération totale*

Form. lithologiques	Ca	Mg	K	Na	SiO ₂	Σ(dissous)	E _C (t/km ² /an)
Granites	0	16	18	35	15	16	2,4
Grès	0	32	25	19	40	36	3,8
Schistes	5	1	6	5	2	2	1,9
Grès quartz.	60	15	11	13	19	20	5,3
Dolérites	35	36	40	28	24	26	4,0

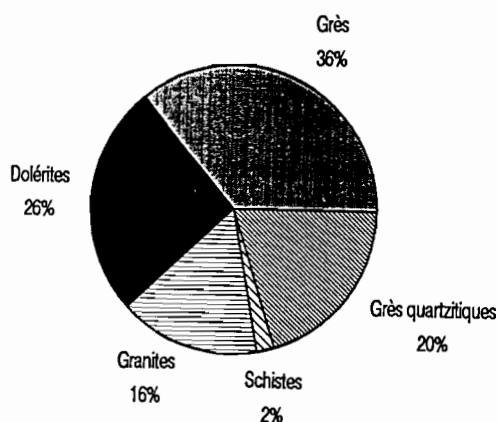


Fig.68 – *Origine de la charge dissoute totale due à l'altération chimique dans les eaux drainant le Fouta Djalón*

Tableau 64 – *Importance relative de l'ablation et de l'approfondissement des sols par classe lithologique sur l'ensemble du Fouta Djalón*

Formations lithologiques	SiO ₂ dissoute exportée tonnes/an	Approfond. $\mu\text{m}/\text{an}$ (1)	Kaolinite formée t/km ² /an	Ablation $\mu\text{m}/\text{an}$ (2)	BILAN $\mu\text{m}/\text{an}$ (1)–(2)
Granites	25 700	3,0	3,2	4	–1
Grès	66 600	12,8	2,4	4	+9
Schistes	2 600	1,1	1,1	4	–3
Grès quartz.	32 200	11,2	0,1	4	+7
Dolérites	41 100	5,7	5,7	4	+2

IV – CONCLUSIONS

Les eaux du Fouta Djalón, faiblement minéralisées (35 mg/l), sont bicarbonatées calco-magnésiennes et siliceuses. Les bicarbonates assurent à eux seuls l'équilibre anions-cations et la silice constitue 33 % de la charge dissoute. La dynamique globale actuelle d'altération est de type monosiallitique. Cependant, des tendances régionales apparaissent en fonction de la lithologie et des situations topographiques. La caractéristique essentielle des flux de matières est la faible importance du transport particulaire (21 mg/l). Toutes formes d'exportation confondues, le flux relatif pondéral des éléments majeurs est le suivant : Si > C_{inorg.} > Ca > Mg > Na > Cl > Al > K > Fe. Les cations basiques sont presque entièrement évacués en solution ; la silice se partage équitablement entre les deux formes de transport, et l'aluminium et le fer accompagnent exclusivement la phase en suspension. La fraction dissoute représente 62 % des exportations, la fraction minérale particulaire 36 % et le carbone organique particulaire 2 %.

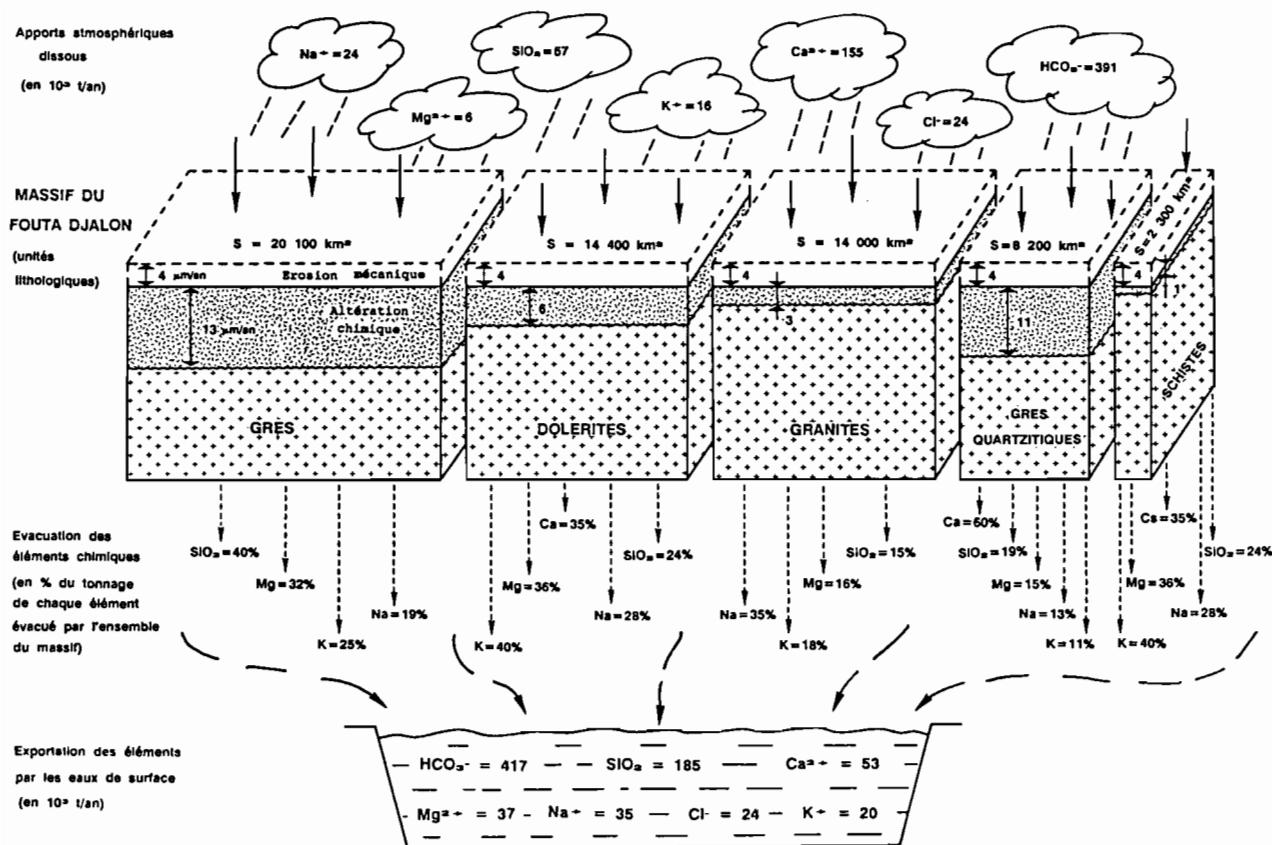


Fig.69 - Bilan géochimique du Fouta Djallon

L'influence des apports atmosphériques particuliers sur la qualité chimique des eaux de pluie fait que les apports atmosphériques dissous sont loin d'être négligeables dans le calcul du bilan de l'altération de ces paysages, où l'érosion mécanique et l'altération chimique sont très faibles. L'apport majeur de poussières atmosphériques, souvent négligé dans les bilans géochimiques, apporte ici un éclairage nouveau sur la dynamique d'altération de ces régions tropicales.

Ainsi, après correction des apports atmosphériques, l'altération chimique et l'érosion mécanique sont estimées respectivement à 3 t/km²/an et 8 t/km²/an. Sur les 772 000 t/an exportées en solution par les eaux de surface du Fouta Djallon, de 20 % à 30 % seulement proviennent de l'altération du substratum rocheux et de sa couverture pédologique. Ces chiffres soulignent la faiblesse de l'altération chimique sévissant actuellement dans ces paysages guinéens souvent cuirassés. Du fait de leur drainage beaucoup plus élevé, les grès tendres de la partie ouest du Fouta Djallon contribuent le plus à l'exportation des éléments dissous ; leur profil d'altération s'enfonce de 13 mm/1000 ans.

Globalement, le Fouta Djallon est en régime stationnaire, ou encore en équilibre géochimique : l'approfondissement des profils d'altération est légèrement supérieur à l'ablation des sols, respectivement 4,6 mm/1000 ans et 4 mm/1000 ans. Enfin, le calcium semble stocké dans le paysage, apparemment au niveau des grès et granites.

Chapitre VIII

INFLUENCE DES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES SUR LA DYNAMIQUE ACTUELLE DU FOUTA DJALON ESQUISSE D'UN MODÈLE PRÉVISIONNEL

Ce dernier chapitre appréhende la dynamique actuelle du Fouta Djalon par l'étude des fluctuations hydroclimatiques. Dans un premier temps, l'objectif est de déterminer les relations existant entre le débit du fleuve Sénégal à Bakel, la température de ses eaux, la température de l'air et la pluie, à différents pas de temps : journalier, mensuel, saisonnier et annuel. Dans un second temps, ces résultats sont reliés à l'exportation en bicarbonates hors du bassin versant, et donc à sa consommation en CO_2 ; il est alors établi un modèle prévisionnel de la dynamique actuelle du Fouta Djalon en cas de changement climatique prolongé.

Cette démarche est dans la droite ligne des études initiées par GARRELS et MACKENZIE (1971), qui ont débouché notamment sur le modèle BLAG (BERNIER *et al.*, 1983), et dont les travaux de géochimie globale de TARDY (1986) puis PROBST (1990) rendent compte. A l'échelle globale, PROBST et TARDY (1987, 1989) ont montré que le débit des fleuves peut servir d'indicateur hydroclimatique, que celui-ci est lié à la température de l'air, elle-même en relation directe avec la concentration de CO_2 dans l'atmosphère (modèle BLAG). Ainsi il apparaît bien que la Terre est un système fermé où tout interfère. Tout ce travail a été fait à l'échelle planétaire. Nous proposons ici une nouvelle approche, que l'on peut intituler Hydroclimatologie et Géochimie Globale des Continents (HGGC), cherchant à souligner par zone climatique les comportements géochimiques et leur relations avec les indicateurs hydroclimatiques. Ainsi, dans le cadre de cette étude africaine et en continuité avec les chapitres précédents, le domaine sahélo-soudano-guinéen est testé.

I – LES QUATRE MODES CLIMATIQUES AU SENS DE TARDY (1986)

Les climats qui règnent à la surface de la Terre sont très contrastés et changent énormément d'un site à l'autre. La latitude, l'altitude, la distance à la mer en sont les facteurs déterminants. Un climat est défini à partir de ses caractéristiques moyennes observées sur de nombreuses années. Mais ces caractéristiques fluctuent d'une année à l'autre, en combinant des composantes cycliques et des composantes accidentelles. Aux cycles climatiques se surimposent les crises climatiques. On imagine volontiers pouvoir définir un climat moyen à l'échelle du globe terrestre. On imagine également que ce climat puisse fluctuer sous l'effet de pulsations qui concernent la Terre entière. Il est cependant certain que chacune des régions, chacun des bassins du globe réagit pour son propre compte avec plus ou moins d'inertie, provoquant des déphasages plus ou moins importants les uns par rapport aux autres (KRISHNAMURTI *et al.*, 1986 ; KAYSER *et al.*, 1990). De cette façon, chaque bassin module à sa guise composantes cycliques et composantes accidentelles, si bien que la réponse paraît souvent individuelle, chaotique et inexplicable.

Cependant, l'analyse des paléoclimats récents et anciens, comme celle des climats actuels, fait apparaître quatre modes climatiques majeurs, qui, aujourd'hui, s'interpénètrent dans l'espace et qui, hier, se sont

succédé dans le temps. Ces modes sont définis à partir de la température et de l'humidité de l'air ; ce dernier paramètre, difficilement quantifiable, est appréhendé à partir du facteur pluie ou du facteur débit. Il s'agit des modes humides-chauds et secs-froids, qui sont les plus fréquents, et humides-froids et secs-chauds, qui sont exceptionnels (PROBST et TARDY, 1989). L'alternance de ces quatre modes climatiques est le résultat du jeu de position de six séries de courants convectifs d'air qui, des pôles à l'équateur, en passant par les tropiques, animent l'atmosphère au-dessus des continents et des océans. L'examen des fluctuations climatiques des temps passés montre que, à long terme, quand le climat d'une région du globe (ou le climat de la Terre entière) évoluait de l'un de ces quatre pôles vers un autre, la transition ne se produisait pas de manière uniforme, mais dévoilait de nombreuses récurrences. Ainsi, par exemple, lorsque le climat global change du mode sec-froid vers le mode humide-chaud, la transition montre des allées et venues qui peuvent être, selon les régions et selon les époques, tantôt humides-froids, tantôt secs-chauds. Ces allées et venues sont dominés par un certain nombre de facteurs géodynamiques : position relative des océans et des continents, niveau moyen des mers, surface des continents, distribution des altitudes, taux de subduction et d'expansion océanique. Et de ces facteurs géodynamiques dépendent les flux d'altération, d'érosion, de transport et de sédimentation, ainsi que la composition de l'océan et de l'atmosphère. Les pulsations climatiques et les fluctuations du cycle de l'eau apparaissent donc comme dépendantes des caprices de la tectonique globale. Lier ces fluctuations géodynamiques appréciées par l'intermédiaire des paramètres hydroclimatiques aux pulsations qui affectent l'altération, l'érosion et le transport des éléments dissous et particuliers, est une démarche globale qui aboutit à un schéma de dynamique à l'échelle du paysage, des continents puis de la Terre entière.

II – DESCRIPTION CLIMATIQUE DES 8 ANNÉES ÉTUDIÉES

Dans ces régions tropicales où la pluviosité est le facteur principal qui règle l'écoulement de surface, il est justifié de parler d'année humide lorsque celle-ci a un débit annuel élevé, et d'année sèche dans le cas contraire. Pour les raisons données dans le chapitre III, l'année civile est utilisée comme référence.

Les quatre paramètres hydroclimatiques n'ont pas la même signification physique. Le débit est une mesure qui intègre toute la surface du bassin versant, alors qu'au contraire les paramètres de température et pluie sont des données ponctuelles qui expriment l'état climatique au point de mesure. Ceci est d'autant plus vrai pour le facteur pluie qui est particulièrement irrégulier dans ces régions, la température étant une donnée plus homogène (chapitre III). Ces raisons expliquent que la caractérisation climatique de chacune des années étudiées ait été recherchée à travers l'évolution des paramètres débit et température. Enfin, on a préféré utiliser la température de l'air à la température de l'eau, car ce dernier paramètre n'est évidemment pas indépendant du débit.

A – LES DONNÉES UTILISÉES

Toutes les données concernent le fleuve Sénégal à Bakel de 1979 à 1986. Les données hydroclimatiques utilisées sont le débit du fleuve (Q en m^3/s), la température de l'eau (T_E en $^{\circ}C$), la température de l'air (T_A en $^{\circ}C$) et la pluviosité (P en mm).

Les valeurs de débit moyen journalier, Q , utilisées sont celles données par le service hydrologique de l'ORSTOM à Dakar. Les températures sont mesurées au thermomètre à mercure le matin à 8 h et le soir à 18 h. La température moyenne journalière est la moyenne de ces deux lectures. La pluie est relevée le matin à 8 h et le soir à 18 h. On appelle $P_n(j)$ la lecture du matin du jour j pour pluie nocturne, et $P_d(j)$ la lecture du soir du jour j pour pluie diurne. La pluie journalière P_j est obtenue en sommant les deux pluies :

$$P_j = P_d(j) + P_n(j+1)$$

B – DESCRIPTION HYDROCLIMATIQUE ANNÉE PAR ANNÉE

Rappelons que les huit années étudiées (de 1979 à 1986) appartiennent à la période de sécheresse ayant débuté en 1970 et dont la phase paroxysmale a eu lieu en 1983 et 1984. A l'échelle du siècle, toutes ces années sont donc sèches. Aussi, les qualificatifs humides ou secs et chauds ou froids utilisés sont donnés par rapport à la moyenne interannuelle des huit années étudiées. L'année la plus humide est 1981 ($Q = 426 \text{ m}^3/\text{s}$) et la plus sèche est 1984 ($218 \text{ m}^3/\text{s}$) ; l'année la plus chaude est 1983 ($31,4^\circ\text{C}$) et la plus froide est 1982 ($29,1^\circ\text{C}$) (tableau 65). La figure 70 représente les écarts annuels à la moyenne du débit et de la température de l'air. Les années 1983 et 1984 sont des années sèches-chaudes alors que les années 1980 et 1981 sont humides-froides. Les années 1979 et 1982 sont sèches-froides alors que les années 1985 et 1986 sont humides-chaudes.

Tableau 65 – Moyennes annuelles des paramètres hydroclimatiques (Q , P , T_E , T_A du bassin du Sénégal à Bakel (moyenne sur l'année civile)

X_i	1979 X_i δ %	1980 X_i δ %	1981 X_i δ %	1982 X_i δ %	1983 X_i δ %	1984 X_i δ %	1985 X_i δ %	1986 X_i δ %	Moy. X_m
$Q \text{ (m}^3/\text{s)}$	309 -4	389 +21	426 +33	307 -4	221 -31	218 -32	356 +11	341 +6	321
$P \text{ (mm)}$	409 -9	411 -8	533 +19	574 +28	402 -10	251 -44	533 +19	469 +5	448
$T_A \text{ (}^\circ\text{C)}$	30,2 -0	30,0 -1	29,8 -2	29,1 -4	31,4 +4	31,1 +3	30,7 +1	30,5 +1	30,3
$T_E \text{ (}^\circ\text{C)}$	28,7 +6	28,3 +4	27,1 -0	26,4 -3	26,9 -1	27,8 +2	26,1 -4	26,7 -2	27,2

δ % : écart à la moyenne en %

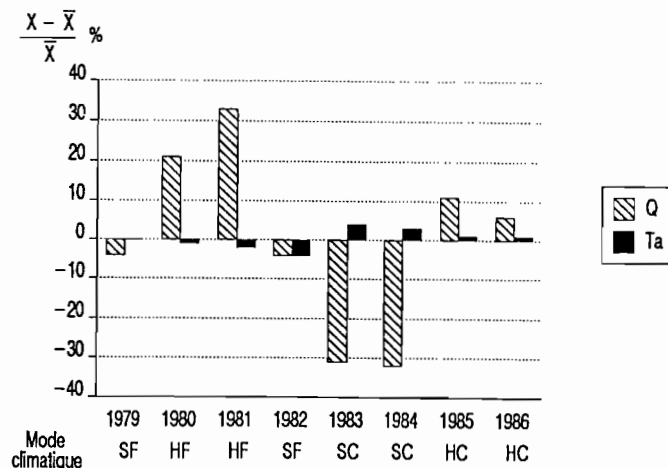


Fig.70 – Ecart annuels à la moyenne (δ en %) du débit et de la température de l'air

1. Année 1979 : année moyenne (plutôt sèche-froide) (fig.71)

L'écoulement est inférieur à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ de janvier à juin. L'hydrogramme annuel montre deux pointes de crue. La première a lieu début août après un écoulement quasi-nul en avril-mai et très faible en juin-juillet. La seconde est centrée sur la première quinzaine de septembre, la pointe de crue étant atteinte le 2/9/79 avec $1792 \text{ m}^3/\text{s}$. La montée des eaux est rapide et par à-coups alors que la descente est plus lente et régulière. La température de l'eau est stable autour de 30°C de juin à octobre, puis décroît en même temps que la température de l'air : le minimum est atteint en décembre. La courbe d'évolution de la température de l'air est bimodale : le maximum maximorum a lieu en fin de saison sèche (mai-juin-juillet) et le maximum minimorum en fin de saison des pluies (septembre-octobre). Le minimum minimorum a lieu en décembre.

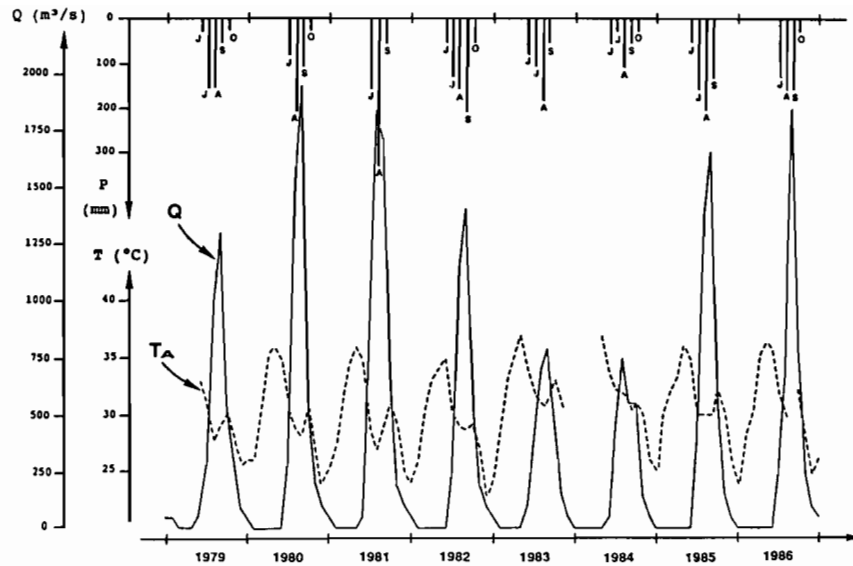


Fig.71 – Evolution de trois paramètres hydroclimatiques (P , Q , T_A) du bassin versant du Sénégal à Bakel de 1979 à 1986

2. Année 1980 : année humide-froide (fig.71)

L'écoulement est inférieur à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ de janvier à juin et en décembre ; l'étiage dure trois mois, de mars à mai. L'hydrogramme annuel montre trois pointes de crue successives, la dernière étant la plus importante : $3141 \text{ m}^3/\text{s}$ le 10/9/80. La température de l'eau et la température de l'air ont des évolutions analogues à l'année précédente. L'écart en fin de saison sèche entre ces deux paramètres est plus important.

3. Année 1981 : année humide-froide (fig.71)

L'écoulement est inférieur à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ de janvier à juin et en décembre ; l'étiage dure trois mois, de mars à mai. L'hydrogramme annuel montre trois pointes de crue mal individualisées, la première étant la plus importante : $2578 \text{ m}^3/\text{s}$ le 10/8/81. La température de l'eau mime l'évolution de la température de l'air, avec des amplitudes moins fortes.

4. Année 1982 : année sèche-froide (fig.71)

L'écoulement est inférieur à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ de janvier à juin et en décembre ; l'étiage dure quatre mois, de mars à juin. L'hydrogramme annuel montre une seule pointe de crue ($2183 \text{ m}^3/\text{s}$) atteinte le 31/8/82. L'évolution de la température de l'eau est à 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.

5. Année 1983 : année sèche-chaude (fig.71)

L'écoulement est inférieur à $100 \text{ m}^3/\text{s}$ de janvier à mai et en décembre ; l'étiage dure trois mois, de mars à mai. Une première crue est enregistrée exceptionnellement en juin : elle est due à un événement pluvieux important localisé près de Bakel ($64,4 \text{ mm}$ 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 aplatie. Le mois de juillet est normal mais les pointes de crue d'août et de septembre sont écrêtées.

Le maximum de crue (1153 m³/s) est atteint le 22/8/83. La température de l'eau atteint son palier plus tardivement que l'année précédente. Les températures de l'air sont élevées.

6. Année 1984 : année sèche-chaude (fig.71)

L'écoulement est inférieur à 100 m³/s de janvier à juin et en décembre ; suite au déficit hydrique 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 à 882 m³/s, il n'y a pas de pics qui s'individualisent. Cet hydrogramme est encore plus plat que celui de l'année précédente. Les températures n'ont été mesurées qu'à partir de mai. La température de l'eau avait déjà atteint son palier de 30°C et la température de l'air semble encore avoir une évolution bimodale.

7. Année 1985 : année moyenne (plutôt humide-chaude) (fig.71)

Suite à la faiblesse de la crue des deux années précédentes, la période d'étiage s'étale de janvier à juin et, malgré une pointe de crue relativement importante, le niveau d'étiage est déjà atteint fin décembre. Le corps de l'hydrogramme est unimodal. La montée des eaux est une suite d'impulsions croissantes jusqu'au 10/9/85 à 2370 m³/s. La température de l'eau 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.

8. Année 1986 : année moyenne (plutôt humide-chaude) (fig.71)

Comme l'année précédente, la période d'étiage est très longue (de janvier à juin). 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 alors très rapide. La pointe de crue est atteinte le 8/9/86 à 2732 m³/s. La décrue est plus lente ; elle est momentanément interrompue fin septembre par une crue secondaire. La température de l'eau a un comportement classique : palier à 30°C dès avril jusqu'à fin octobre. La température de l'air est pratiquement toujours supérieure à la température de l'eau.

III – ANALYSE DES RELATIONS DÉBIT-TEMPÉRATURE

Dans ce paragraphe, on cherche à mettre en évidence, à partir des huit années étudiées en continu sur le bassin versant du Sénégal, le meilleur découpage de l'année hydroclimatique qui permette de caractériser une année suivant les quatre principaux modes climatiques de TARDY (1986).

A – ANALYSE DES MOYENNES ANNUELLES

1. Généralités

Les deux années aux débits moyens annuels les plus faibles (1983 et 1984) correspondent aux deux années à la pluviosité la plus basse (fig.72). L'évolution interannuelle de la température de l'air et de la température de l'eau est plus stable. L'année 1982 présente un minimum pour ces deux paramètres ; c'est aussi l'année la plus pluvieuse. L'année 1983 est la plus chaude vis-à-vis de T_A, alors que c'est 1984 vis-à-vis de T_E.

L'étude des corrélations effectuées sur les moyennes annuelles (tableau 66) confirme que l'évolution du facteur pluie suit celle du débit (PALUTIKOF *et al.*, 1981) ; le coefficient de corrélation est de +0,63, significatif

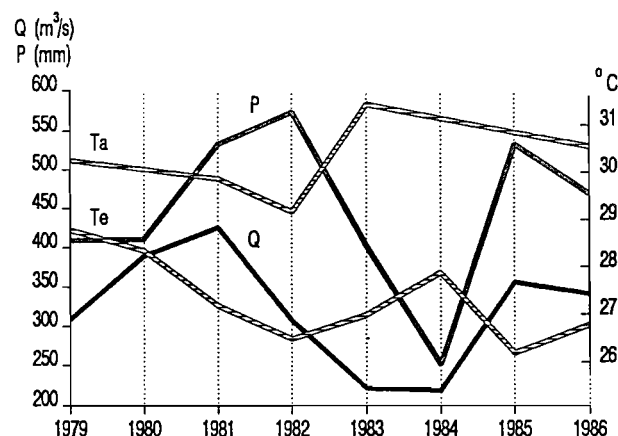


Fig.72 – Evolution interannuelle des paramètres hydroclimatiques du bassin versant du Sénégal de 1979 à 1986

Tableau 66 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les moyennes annuelles des facteurs hydroclimatiques

n = 8	Q	T _E	T _A
P	0,63	−0,62	−0,64
T _A	−0,60	(−0,01)	
T _E	(−0,04)		

() : seuil de signification supérieur à 10 %

à 10 %. Par contre, cette évolution du facteur pluie est inverse à celles de la température de l'air ($r = -0,64$; $p = 9\%$) et de la température de l'eau ($r = -0,62$; $p = 10\%$). Ces deux facteurs ne sont pas du tout corrélés entre eux. Enfin, le débit est également bien corrélé à la température de l'air mais ils évoluent en sens contraire ($r = -0,60$; $p = 12\%$).

2. Relation débit-température

La distribution des huit années étudiées en fonction des quatre modes climatiques peut être représentée en portant les moyennes annuelles dans un graphe débit-température partagé en quatre par les moyennes interannuelles respectives de ces deux paramètres (fig.73). Les années 1983 et 1984 définissent effectivement un pôle sec-chaud, et les années 1980 et 1981 un pôle humide-froid. Par contre, les années 1979, 1985 et 1986 sont proches des droites moyennes ; on peut parler alors d'années moyennes ; avec l'année 1982 qui est froide moyennement sèche, ces quatre années correspondent à la tendance normale définie par TARDY (1986) à l'échelle globale. Dans ce qui suit, elles sont regroupées dans un seul ensemble, à l'intérieur duquel la tendance d'évolution entre T_A et Q est inverse de la tendance notée sur la population entière : le coefficient de corrélation linéaire y est positif ($r = 0,81$; $p = 19\%$).

B – ANALYSES A D'AUTRES ÉCHELLES DE TEMPS

On recherche à l'échelle journalière, mensuelle puis saisonnière, les caractéristiques des comportements hydroclimatiques des trois groupes individualisés précédemment.

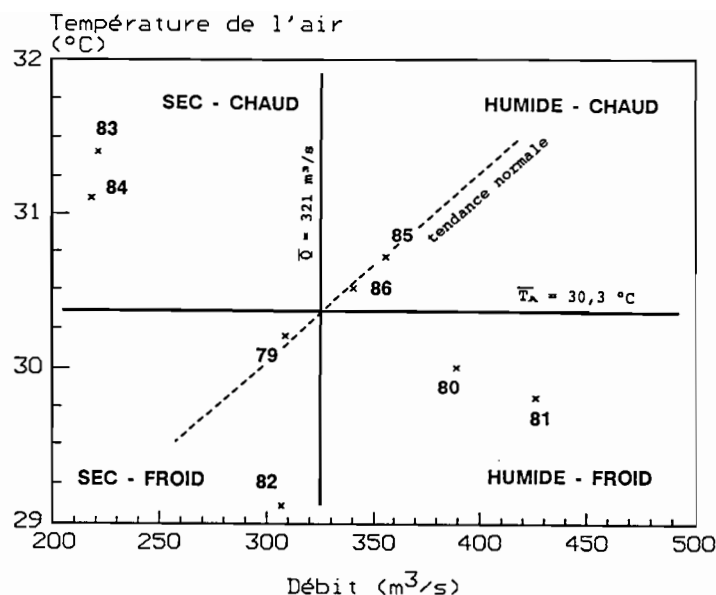


Fig.73 – Répartition des années étudiées selon les quatre modes climatiques au sens de TARDY

1. Analyse des données journalières

L'analyse est effectuée sur les données journalières de janvier 1979 à décembre 1986, soit 2922 jours d'observation possibles. Les variables Q_j , $T_A(j)$, $T_E(j)$ et P_j ont respectivement 0, 341, 365 et 151 observations manquantes.

a) Corrélations journalières interannuelles

A l'échelle journalière, les facteurs les mieux corrélés (tableau 67) sont T_E et T_A ($r = 0,65$; $p = 0,01\%$). Dans une moindre mesure, Q et T_E puis Q et P sont également corrélés positivement. Enfin, Q et T_A sont faiblement corrélés négativement. Cette étude met en évidence la disparité d'évolution à l'échelle journalière des différents paramètres hydroclimatiques entre eux (à l'exception des températures).

Tableau 67 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques

2500 < n < 3000 p = 0,01 %	Q	T_E	T_A
P	0,26	0,13	-0,04
T_A	-0,15	0,65	
T_E	0,34		

b) Corrélations journalières par année

L'établissement des tables de corrélation des observations journalières par année (tableau 68) montre une homogénéité de comportement des quatre paramètres hydroclimatiques étudiés d'une année sur l'autre. Le facteur pluie est toujours mieux corrélé avec le débit, à l'exception de 1979, et le débit est toujours mieux corrélé avec T_E , à l'exception de 1981. Les facteurs de température sont toujours bien corrélés entre eux.

Tableau 68 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques par année

$p = 0,01\%$ pour $r = 0,20$ et $p = 10\%$ pour $r = 0,08$; () : seuil de signification supérieur à 10%

Année 1979 (S-F)				Année 1980 (H-F)			
n=214	Q	T _E	T _A	n=366	Q	T _E	T _A
P	(0,09)	0,15	(-0,01)	P	0,31	0,14	(-0,04)
T _A	-0,18	0,59		T _A	-0,16	0,57	
T _E	0,43			T _E	0,33		
Année 1981 (H-F)				Année 1982 (S-F)			
n=365	Q	T _E	T _A	n=365	Q	T _E	T _A
P	0,33	(0,05)	-0,10	P	0,29	0,17	(-0,01)
T _A	-0,23	0,77		T _A	(-0,08)	0,74	
T _E	(0,05)			T _E	0,35		
Année 1983 (S-C)				Année 1984 (S-C)			
n=333	Q	T _E	T _A	n=245	Q	T _E	T _A
P	0,20	0,11	(-0,02)	P	0,19	0,12	(0,03)
T _A	(-0,09)	0,66		T _A	(-0,08)	0,80	
T _E	0,57			T _E	0,36		
Année 1985 (H-C)				Année 1986 (H-C)			
n=365	Q	T _E	T _A	n=335	Q	T _E	T _A
P	0,30	0,21	(-0,05)	P	0,26	0,15	(-0,01)
T _A	-0,14	0,62		T _A	(-0,00)	0,85	
T _E	0,51			T _E	0,36		

Enfin, le couple (Q, T_A) a le comportement le plus désordonné d'une année sur l'autre. Cette variabilité montre que ces deux paramètres pourront le mieux caractériser le comportement hydroclimatique d'une année donnée.

L'étude des corrélations par mode climatique confirme ces remarques. En effet, à l'intérieur de l'homogénéité du comportement journalier, on différencie deux pôles : un pôle humide-froid où les débits sont bien corrélés positivement avec le facteur pluie et négativement avec la température de l'air, et un pôle sec-chaud où le débit est alors bien corrélé avec la température de l'eau (tableau 69). Enfin, quel que soit le cas, la température de l'air est toujours corrélée négativement avec le débit : lorsque le débit journalier augmente, la température de l'air journalière diminue.

c) Corrélations journalières par saison

L'évolution saisonnière des différents paramètres hydroclimatiques (chapitre III) et la séparation classique de l'année hydroclimatique en deux saisons, humide et sèche, a amené à rechercher s'il existe des comportements différents selon ces saisons hydrologiques. La séparation de l'année en deux saisons est basée sur le calcul du CMD (coefficient mensuel de débit) défini comme étant le rapport entre le débit moyen mensuel et le débit moyen annuel. En saison humide, ce rapport est supérieur à 1.

Tableau 69 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques par mode climatique

() : seuil de signification supérieur à 10 %

Année humide-froide 1980, 1981				1979, 82, 85, 86				Année sèche-chaude 1983, 1984			
n=731	Q	T _E	T _A	n=1272	Q	T _E	T _A	n=561	Q	T _E	T _A
P	0,32	0,08	-0,07	P	0,25	0,17	(-0,03)	P	0,19	0,11	(-0,0)
T _A	-0,19	0,66		T _A	-0,10	0,66		T _A	-0,09	0,69	
T _E	0,18			T _E	0,42			T _E	0,50		
p = 0,01 % pour r = 0,10				p = 0,01 % pour r = 0,10				p = 0,01 % pour r = 0,15			

Toutes années confondues, on observe une différence de comportement des paramètres hydroclimatiques en fonction de la saison hydrologique considérée (tableau 70). Les températures sont mieux corrélées entre elles en saison sèche. Les débits sont mieux corrélés aux températures de l'air en saison humide et les corrélations restent toujours négatives. Mais, ces comportements sont identiques pour les études annuelles et les études par classe d'années H-F, moyennes, S-C. L'étude journalière par saison ne permet donc pas de caractériser les différents modes climatiques.

Tableau 70 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques par saison hydrologique

saison sèche				saison humide			
n=1697	Q	T _E	T _A	n=860	Q	T _E	T _A
P	0,13	0,09	0,03	P	0,14	-0,06	-0,16
T _A	-0,22	0,78		T _A	-0,46	0,31	
T _E	0,13			T _E	-0,28		
p = 0,01 % pour r = 0,10				p = 0,01 % pour r = 0,10			

2. Analyse des données mensuelles

L'analyse des corrélations à l'échelle mensuelle (tableau 71) donne les mêmes informations que l'analyse effectuée à l'échelle journalière (tableau 67). Les corrélations sont bien sûr nettement meilleures mais moins significatives du fait du plus petit nombre d'observations. La séparation entre saison sèche et saison humide montre une différence de comportement du couple Q-T_E ; d'évolution opposée en saison humide, ces deux paramètres sont indépendants en saison sèche. Pour les autres paramètres, les tendances restent les mêmes entre les deux saisons.

Enfin, les regroupements en années H-F, moyennes et S-C montrent que les différents paramètres hydroclimatiques évoluent similairement dans les trois groupes, à l'exception du couple (Q, T_A) dont la tendance devient légèrement positive lors des années S-C (tableau 72).

3. Analyse des données saisonnières

A l'échelle de la saison, T_E et T_A sont mal corrélées. Par contre, Q et T_A sont bien corrélés, surtout en séparant la saison sèche de la saison humide ; leur évolution est toujours opposée (tableau 73).

Tableau 71 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs mensuelles des facteurs hydroclimatiques

() : seuil de signification supérieur à 10 %

n = 96	Q	T _E	T _A
P	0,74	0,35	(-0,04)
T _A	(-0,15)	0,72	
T _E	0,32		

p = 0,01 % pour r = 0,40

saison sèche				saison humide			
n=67	Q	T _E	T _A	n=29	Q	T _E	T _A
P	0,45	0,33	(0,18)	P	0,48	-0,33	-0,58
T _A	-0,29	0,84		T _A	-0,70	0,36	
T _E	(0,06)			T _E	-0,44		

p = 0,01 % pour r = 0,45

p=0,01 % pour r=0,65

Tableau 72 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs mensuelles des facteurs hydroclimatiques par mode climatique

() : seuil de signification supérieur à 10 %

Année humide-froide 1980, 1981				1979, 82, 85, 86				Année sèche-chaude 1983, 1984			
n=24	Q	T _E	T _A	n=48	Q	T _E	T _A	n=24	Q	T _E	T _A
P	0,75	(0,18)	(-0,17)	P	0,75	0,43	(-0,0)	P	0,64	0,45	(0,17)
T _A	(-0,23)	0,69		T _A	(-0,12)	0,74		T _A	(0,06)	0,78	
T _E	(0,21)			T _E	0,35			T _E	0,51		

p = 0,01 % pour r = 0,70

p = 0,01 % pour r = 0,60

p = 0,01 % pour r = 0,70

Le regroupement par années H-F, moyennes et S-C à l'échelle saisonnière montre un changement de comportement de la température de l'air par rapport au débit (tableau 74). En années H-F, Q et T_A sont fortement corrélés négativement, alors qu'en années S-C ils sont fortement corrélés positivement. En années moyennes, la corrélation, bien qu'étant nettement moins importante, reste négative.

Enfin, notons que les années 1983 et 1984 (années du mode S-C) sont les seules années où la température de l'air de la saison humide est supérieure à la température de l'air de la saison sèche (fig.74), ce qui explique la corrélation positive entre Q et T_A pour ce mode climatique uniquement.

L'étude des corrélations croisées entre saison sèche et saison humide (tableau 75) permet de déterminer les scénarios suivants. Une saison sèche chaude induit une saison humide chaude et, dans une moindre mesure, une saison humide à déficit hydrique important induit un déficit hydrique lors de la saison sèche suivante.

4. Conclusion

A l'échelle journalière, les deux paramètres climatiques Q et T_A sont toujours corrélés négativement, quel que soit le mode climatique considéré. Par contre, à l'échelle mensuelle et, surtout, à l'échelle saisonnière, ces deux paramètres ont un comportement relatif différent selon le mode climatique considéré : en années H-F,

Tableau 73 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs saisonnières des facteurs hydroclimatiques

() : seuil de signification supérieur à 10 %

n = 16	Q	T _E	T _A
P	0,89	0,67	(-0,41)
T _A	(-0,41)	(-0,11)	
T _E	0,76		

p = 0,01 % pour r = 0,80

saison sèche				saison humide			
n=8	Q	T _E	T _A	n=8	Q	T _E	T _A
P	(0,55)	(-0,15)	(-0,50)	P	(0,48)	(-0,51)	(-0,59)
T _A	(-0,58)	(-0,20)		T _A	-0,76	(0,25)	
T _E	(0,50)			T _E	(-0,35)		

p = 10 % pour r = 0,60 et p = 0,01 % pour r = 0,85

Tableau 74 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs saisonnières des facteurs hydroclimatiques par mode climatique

() : seuil de signification supérieur à 10 %

Année humide-froide 1980, 1981				1979, 82, 85, 86				Année sèche-chaude 1983, 1984			
n=4	Q	T _E	T _A	n=8	Q	T _E	T _A	n=4	Q	T _E	T _A
P	(0,86)	(0,51)	-0,95	P	0,93	0,80	(-0,40)	P	(0,89)	(0,87)	0,90
T _A	-0,95	(-0,62)		T _A	(-0,28)	(-0,32)		T _A	0,94	(0,78)	
T _E	(0,82)			T _E	0,82			T _E	0,93		

p = 10 % pour r = 0,90

p = 10 % pour r = 0,60

p = 10 % pour r = 0,90

Tableau 75 – Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs saisonnières des facteurs hydroclimatiques de saison humide avec ceux de saison sèche

n = 8		saison humide			
		Q	T _E	T _A	P
saison sèche	Q	(0,58)	(0,19)	-0,63	(-0,05)
	T _E	(0,13)	(0,36)	(-0,29)	(-0,41)
	T _A	(-0,48)	(0,35)	0,79	(-0,25)
	P	(0,19)	(0,04)	(-0,11)	(-0,31)

p = 0,01 % pour r = 0,85 et p = 10 % pour r = 0,60 ; () : seuil de signification supérieur à 10 %

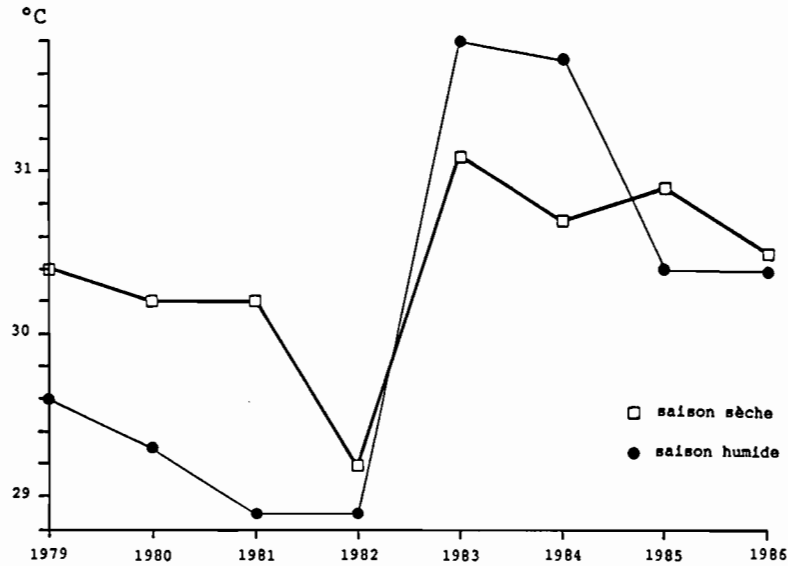


Fig.74 – Evolution interannuelle de la température de l'air (T_A) de la saison sèche et de la saison humide

ils évoluent en opposition alors qu'en années S-C ils évoluent dans le même sens. L'année hydroclimatique ne doit donc plus être décrite simplement en terme de débit (ou pluie) mais en terme de débit et température. La prise en considération de ces deux paramètres conduit à diviser l'année hydroclimatique en trois périodes hydroclimatiques (et non plus en deux saisons hydrologiques).

C – DÉCOUPAGE DE L'ANNÉE HYDROCLIMATIQUE EN TROIS PÉRIODES

Le tracé, sur un même graphe, de l'évolution annuelle du débit et de la température de l'air met en évidence trois périodes de l'année pendant lesquelles les comportements relatifs de ces deux paramètres sont différents (fig.75). Durant la première période (P_1), de janvier à mai, la température de l'air augmente alors que le débit diminue ; c'est la fin de la saison sèche. Ensuite, ces deux facteurs hydroclimatiques ont encore une évolution contraire ; en début de crue, la température de l'air diminue alors que le débit augmente, puis, après la pointe de crue, les tendances s'inversent. Cette deuxième période (P_2) couvre toute la saison des pluies, de juin à octobre. Enfin, la troisième période (P_3) marque le début de la saison sèche de novembre à décembre : la température de l'air et le débit diminuent ensemble. C'est la seule période de l'année où ces deux paramètres sont corrélés positivement (tableau 76). Ainsi la normalité ou non (au sens de TARDY) de l'année à l'échelle journalière dépendra de l'importance relative de la période P_3 par rapport aux périodes P_1 et P_2 . Dans ces régions tropicales à deux saisons annuelles contrastées, la normalité de l'année à l'échelle journalière est impossible puisque la période P_3 est largement moins étendue que les deux autres.

Tableau 76 – Coefficients de corrélation de Pearson (r) sur les valeurs journalières (n observations) des facteurs hydroclimatiques (Q et T_A) selon les trois périodes hydroclimatiques de l'année (p = seuil de signification en %)

(Q, T_A)	P_1	P_2	P_3
r	-0,69	-0,61	0,63
n	951	1086	576
p	0,01	0,01	0,01

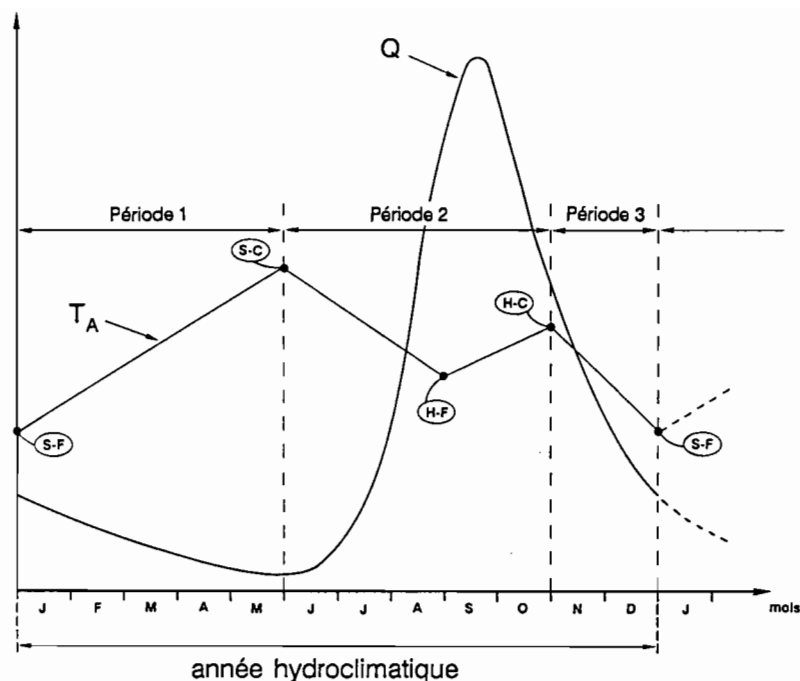


Fig.75 - Schéma de découpage de l'année hydroclimatique en trois périodes

IV – UN INDICATEUR GÉOCHIMIQUE DE L'ALTÉRATION : LE FLUX DE BICARBONATES, LA CONSOMMATION DE CO₂ ATMOSPHERIQUE

Les bicarbonates présents dans les eaux sont des marqueurs de l'intensité de l'altération (GARRELS et MACKENZIE, 1971). Ainsi, pouvoir déterminer la quantité de bicarbonates évacuée par le paysage selon les modalités climatiques, c'est appréhender la relation qui existe entre l'évolution climatique de la zone tropicale africaine et l'intensité de l'altération qui y règne. L'aboutissement logique est l'élaboration d'un modèle prévisionnel de dynamique régionale actuelle en cas de changements climatiques prolongés.

Dans le chapitre VI, il a été montré qu'à l'échelle journalière la concentration des eaux en bicarbonates (HCO₃ en mg/l) s'exprime en fonction du débit (Q en m³/s) de la manière suivante :

$$\text{HCO}_3 = 54,1 \cdot Q^{-0,125} \quad (r = -0,83)$$

A la suite de l'étude des différents paramètres hydroclimatiques, nous recherchons maintenant l'influence de la température de l'air sur la concentration en bicarbonates dans les eaux du fleuve Sénégal en fonction des modes climatiques.

A – RECHERCHE DES DIFFÉRENTS COMPORTEMENTS GÉOCHIMIQUES

Toutes années confondues et quel que soit le mode climatique, la concentration journalière en bicarbonates est la mieux corrélée avec le débit et la température de l'air (tableau 77). L'évolution des teneurs en bicarbonates en fonction de ces deux paramètres suit un schéma classique : les concentrations sont diluées par le débit du fleuve, mais elles augmentent quand la température de l'air augmente.

Quel que soit le mode climatique, cette relation reste vraie. Seules les influences respectives de ces deux paramètres hydroclimatiques changent. La température de l'air semble avoir autant d'influence que le débit uniquement lors des années II-F (tableau 78).

Tableau 77 – Coefficients de corrélation de Pearson entre les valeurs journalières des concentrations en bicarbonates et les paramètres hydroclimatiques

n = 226	Q	T _A	T _E	P
HCO ₃	-0,59	0,49	0,11	-0,16
p	0,01	0,01	10	2

p : seuil de signification en %

Tableau 78 – Coefficients de corrélation de Pearson entre les valeurs journalières des concentrations en bicarbonates et les paramètres hydroclimatiques selon les modes climatiques

Modes	n		Q	T _A
H-F	90	HCO ₃	-0,69	0,68
		p	0,01	0,01
N	89	HCO ₃	-0,60	0,53
		p	0,01	0,01
S-C	47	HCO ₃	-0,73	0,41
		p	0,01	0,4

p : seuil de signification en %

En effet, pour ce mode climatique H-F, on peut distinguer deux courbes sensiblement parallèles matérialisant l'évolution des concentrations en bicarbonates dans deux classes de températures successives (fig.76). Le calcul du flux de bicarbonates exportés hors du paysage peut alors être tenté à partir d'une relation liant leur concentration dans les eaux à Q et T_A. Par contre, pour les autres modes climatiques, l'influence de la température de l'air n'est pas suffisante pour permettre l'utilisation d'une telle relation. On gardera alors la relation de dilution classique des bicarbonates par le débit du fleuve.

B – EXPORTATIONS DE BICARBONATES SELON LES MODES CLIMATIQUES

Pour les années du mode H-F, l'équation exprimant HCO₃ (en mg/l) en fonction de Q (en m³/s) et T_A (en °C) est testée :

$$\text{mode H-F : } \text{HCO}_3 = 1,8.T_A - 0,009.Q - 13,1 \quad (R^2 = 0,70 ; n = 90 ; p = 0,01 \%)$$

Les résultats obtenus par cette méthode (290 000 t en 1980 et 310 000 t en 1981) sont du même ordre de grandeur que ceux trouvés directement par l'équation de dilution déterminée au chapitre VI (respectivement 279 000 t et 302 000 t).

Ainsi, quel que soit le mode climatique considéré, les flux de bicarbonates exportés par le Sénégal au bief de Bakel peuvent toujours être exprimés directement en fonction du débit du fleuve. Or, sur le bassin versant du Sénégal (les grès quartzitiques à bancs carbonatés de la Falémé ne représentant que 1% de la superficie totale), ce flux de bicarbonates donne directement la consommation en gaz carbonique due à l'altération chimique. Cette respiration géochimique du paysage est donc en relation directe avec l'importance de l'écoulement de surface (fig.77). Dans ces paysages tropicaux, les variations de températures ne sont pas suffisamment importantes pour pouvoir être prises en compte dans un modèle global de respiration géochimique de la zone sahélo-soudano-guinéenne.

Dans le contexte général actuel de sécheresse, les exportations de bicarbonates sont de l'ordre de 300 000 t/an en mode H-F alors que, en mode S-C, les exportations sont seulement de 170 000 t/an, soit presque

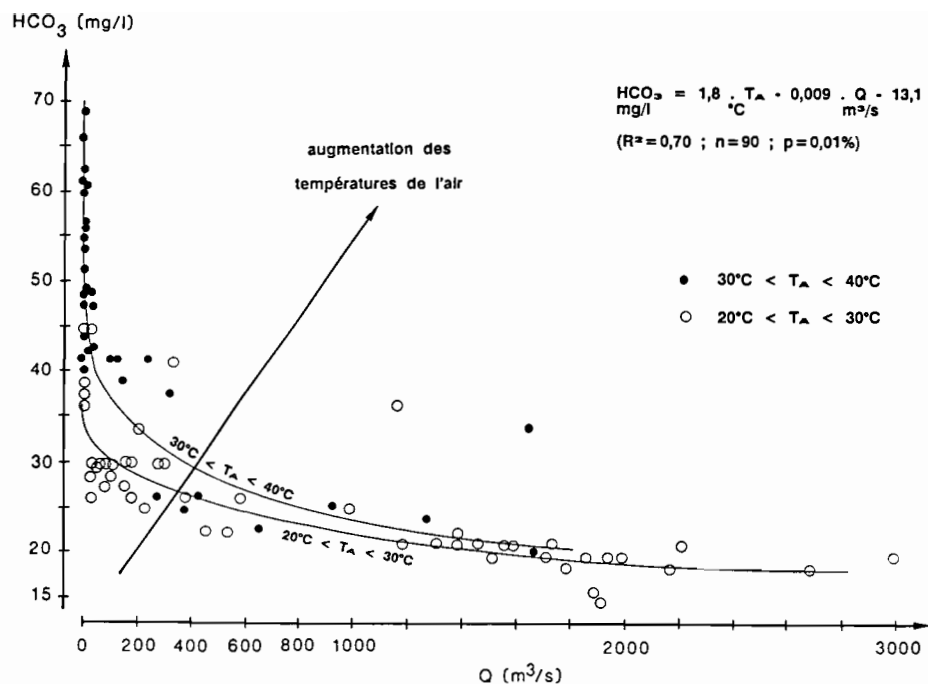


Fig.76 – Evolution des concentrations en bicarbonates des eaux du fleuve Sénégal à Bakel en fonction du débit et par classe de température, lors des années H-F

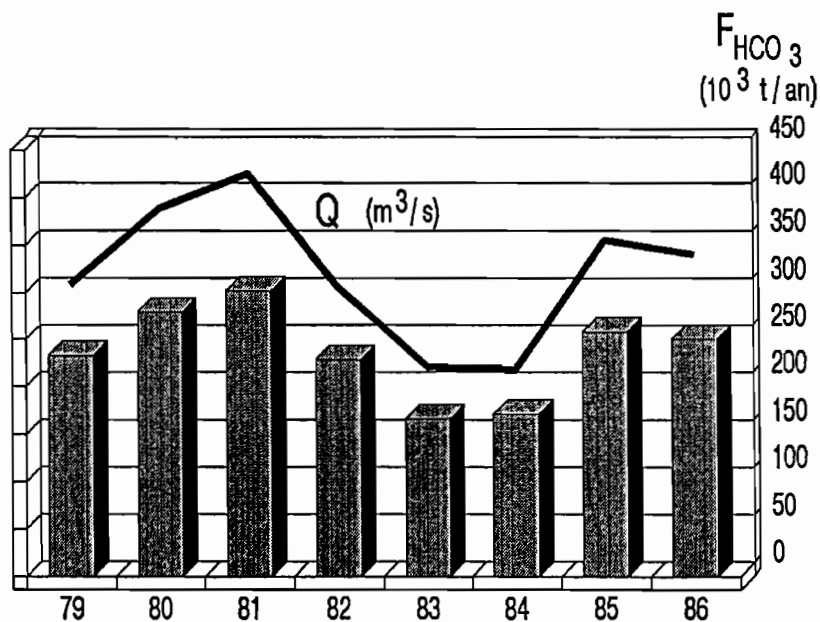


Fig.77 – Respiration géochimique du bassin versant du Sénégal à Bakel de 1979 à 1986 (flux de bicarbonates exportés en 10^3 t/an)

la moitié (tableau 79). Par rapport à une année moyenne dont l'exportation peut être estimée à 240 000 t/an, le mode H-F représente un excédent de 25 % alors que le mode S-C accuse un déficit de 30 %. Si les quantités totales annuelles sont les plus fortes en année humide, les concentrations sont en revanche les plus fortes en année sèche (tableau 79). Ainsi, dans un paysage de savane de la zone sahélo-soudano-guinéenne,

l'intensité de l'altération chimique, rapportée au volume d'eau, est relativement plus forte en période sèche, mais le bilan de l'altération est finalement plus important en période humide, ce qui rejoint les conclusions de GAC (1980).

Enfin, la consommation en CO_2 atmosphérique due à l'altération régnant sur l'ensemble du bassin versant du Sénégal s'exprime par une fonction de transfert simple dépendant uniquement du débit :

$$F_{\text{CO}_2} = 0,028 \cdot Q^{0,86}$$

$10^9 \cdot \text{mol/an} \qquad \qquad \text{m}^3/\text{s}$

La consommation spécifique actuelle sur l'ensemble du bassin versant est de l'ordre de $18 \cdot 10^3 \text{ mol/km}^2/\text{an}$.

Tableau 79 – *Moyennes annuelles des flux de bicarbonates, de leur concentration dans les eaux du fleuve Sénégal à Bakel et des flux de CO_2 consommés par altération*

	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986
Q (m^3/s)	309	389	426	307	221	218	356	341
F_{HCO_3} (10^3t)	233	279	302	228	166	171	258	250
HCO_3 (mg/l)	24,3	22,8	22,6	23,7	24,1	25,2	23,0	23,1
F_{CO_2}								
· 10^9 moles	3,8	4,6	5,0	3,7	2,7	2,8	4,2	4,1
· 10^6 mol/km^2	0,018	0,021	0,023	0,017	0,012	0,013	0,019	0,019

V – CONCLUSION : MODÈLE PRÉVISIONNEL D'ÉVOLUTION DU FOUTA DJALON

Cette tentative de lier les fluctuations des paramètres hydroclimatiques sur une décennie aux pulsations qui affectent la dynamique du paysage a montré que, dans ces régions tropicales à deux saisons annuelles contrastées, le facteur gouvernant la respiration géochimique est le débit. En effet, les variations de la température ne sont pas suffisamment prononcées pour avoir une importance significative sur le comportement géochimique de l'altération sévissant dans ces régions. Par conséquent, le débit, c'est-à-dire la quantité d'eau disponible, reste le facteur déterminant de l'érosion et de l'altération. On aboutit donc au schéma suivant de dynamique géochimique à l'échelle du Fouta Djalon : plus le débit est important (et donc plus il pleut), plus l'altération chimique (c'est-à-dire la formation de sols) sera importante.

Les études géomorphologiques (ALBERGEL, 1986 ; MIETTON, 1988) ont montré que l'érosion mécanique n'était pas affectée outre mesure par le déficit hydrique de ces dernières années. Ainsi, la question est maintenant de savoir quel est le débit critique pour lequel altération chimique et érosion mécanique s'équilibrent. Il a été montré dans le chapitre VII que le Fouta Djalon était actuellement en régime stationnaire. Le débit critique pour lequel ce massif ne s'érode ni s'altère (en bilan global bien sûr) correspond donc au débit moyen actuel des eaux de surface drainant le Fouta Djalon. Il est de $700 \text{ m}^3/\text{s}$, ce qui équivaut à une lame d'eau écoulée de 380 mm/an .

Par conséquent, un modèle prévisionnel de dynamique actuelle du Fouta Djalon en cas de changement climatique prolongé peut être proposé. Pour un écoulement supérieur à 380 mm/an , le bilan global d'altération sur l'ensemble du Fouta Djalon sera positif : le paysage formera des sols. Par contre, en deçà de cette valeur, la formation de sols ne sera plus suffisante pour équilibrer l'ablation des sols en surface : l'érosion mécanique l'emportera sur l'altération chimique.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Pour conclure cette étude consacrée au massif du Fouta Djalon et à sa région, je rappellerai les résultats importants qui ont été obtenus, et qui contribuent à une meilleure connaissance de la dynamique actuelle des paysages de la zone sahélo-soudano-guinéenne.

1. Situation particulière du Fouta Djalon en Afrique de l'Ouest

Le Fouta Djalon, partie nord de la dorsale guinéenne, est le seul relief important de l'Afrique de l'Ouest. Cette situation particulière en fait le château d'eau de cette région. Malgré sa faible altitude, c'est un massif montagneux imposant. Il couvre une superficie de 59 000 km² ; son substratum géologique est entièrement constitué de roches cristallines. Il présente une opposition nette entre sa partie ouest, gréseuse, franchement découpée et sa partie est, granitique et doléritique, organisée en une succession de plateaux latéritiques plus ou moins cuirassés. Dans ces régions tropicales, soumises à des climats contrastés chauds et humides pendant de longues périodes, l'altération des roches a donné naissance à un matériau très monotone sur le plan minéralogique, constitué essentiellement de quartz résiduel, de kaolinite et de goethite. Secondairement, on y trouve divers oxydes et hydroxydes, quelques minéraux lourds plus ou moins altérés et des traces d'illites ou de micas hydratés.

2. La sécheresse actuelle

Si la sécheresse actuelle a eu un impact sur la quantité de matières exportées, elle n'affecte en rien l'agressivité du climat, qui est un des climats les plus agressifs au monde. En effet, l'accentuation de l'aridité depuis une quinzaine d'année oppose, de plus en plus, une longue saison sèche à une courte saison pluvieuse et chaude, accompagnée de précipitations orageuses et donc dévastatrices. Cette période de sécheresse, qui affecte la région depuis 1970, a eu pour conséquence une descente vers le Sud, de 200 km environ, de l'ensemble des isohyètes. Pour la période 1979-1986, la pluviosité moyenne varie de 100 mm/an au Nord du bassin versant du Sénégal, en zone sahélienne, à 1900 mm/an au SW du Fouta Djalon et au Sud du bassin versant du Niger. Le bilan hydrique est partout déficitaire, à l'exception du domaine guinéen qui couvre la quasi-totalité du Fouta Djalon. Cependant, c'est dans ce massif que le déficit pluviométrique est le plus marqué. Notons enfin que la variabilité interannuelle s'accroît quand la pluviosité diminue. D'autre part, dans ce domaine continental, l'air surchauffé très instable peut s'élever en tourbillons, emportant sables et poussières provoquant des vents de sable de plus en plus fréquents. Les poussières atmosphériques constituent désormais un événement climatique saisonnier majeur, au même titre que la saison des pluies.

Pour l'ensemble du Fouta Djalon, la lame d'eau moyenne précipitée est de 1380 mm/an, l'évapotranspiration réelle de 1000 mm/an et l'écoulement moyen annuel de 380 mm, soit un débit moyen de 700 m³/s, ce qui correspond à un déficit d'écoulement de 75 %. L'opposition, visible dans le paysage, entre les contreforts occidentaux et orientaux existe aussi au niveau des conditions climatiques. Les deux bassins côtiers, beaucoup plus humides, apportent près de 60 % de l'écoulement total du Fouta Djalon.

3. Impact des apports atmosphériques particuliers

Le Sahara est la plus grande source de poussières atmosphériques du globe. Au niveau de Dakar, leurs dépôts sont de l'ordre de 200 g/m²/an, mais ils ne sont plus que de 40 g/m²/an en milieu guinéen. Leur impact sur les bilans de l'érosion et de l'altération est difficile à apprécier, car il n'existe pas de méthode directe pour mesurer la quantité de poussières remobilisées. Ce taux de remobilisation a été estimé par trois méthodes différentes qui convergent toutes vers le même résultat : 40 % à 50 % des poussières déposées sont remobilisées. L'autre partie des poussières déposées est assimilée par la végétation et la faune. Ainsi, leur contribution au bilan de l'érosion mécanique semble négligeable, même si on retrouve leur trace dans la qualité chimique des MES exportées. Par contre, leur impact est important dans le bilan de l'altération chimique car elles modifient largement la composition chimique des eaux de pluie. En effet, 25 % des apports annuels de poussières se font en saison humide, donnant aux pluies africaines un chimisme caractéristique. En domaine continental sahélo-soudano-guinéen, elles sont bicarbonatées-calciques et non acides ; par rapport à la moyenne mondiale, elles sont fortement minéralisées (de 10 mg/l à 22 mg/l), avec une moyenne annuelle de 13 mg/l. Ces chiffres soulignent l'intérêt que doit susciter l'étude des aérosols désertiques pour mieux comprendre la dynamique actuelle des paysages dans ces zones africaines. Le capteur pyramidal, appareil testé ici, semble le mieux adapté aux conditions de terrains difficiles telles que les zones arides, malgré son côté rudimentaire qui est aussi l'un de ses atouts.

4. Charge dissoute et charge particulaire des eaux fluviales en domaine sahélo-soudano-guinéen

Les eaux de surface du domaine sahélo-soudano-guinéen ont une charge totale dissoute faible variant de 20 à 100 mg/l. Les teneurs en HCO₃⁻, Mg²⁺, Ca²⁺, Na⁺ sont diluées par le débit quelle que soit la saison ; les charges en matières en suspension augmentent en fonction du débit et dépendent de l'état de surface du bassin versant ; les teneurs en silice sont réglées par des processus biogéochimiques. Les concentrations en potassium sont relativement stables et dépendent à la fois du débit et de la charge en suspension. Les teneurs en chlorures et sulfates montrent une grande variabilité, caractéristique d'un apport essentiellement atmosphérique. Finalement, toutes les espèces chimiques dissoutes se comportent en première approximation comme si la contribution des eaux de ruissellement aux apports dissous était négligeable. Quel que soit le domaine climatique considéré, les concentrations en éléments dissous sont toujours maximales en fin de saison sèche, et les flux dissous présentent toujours un maximum en milieu de saison humide. Enfin, l'amplitude de variation des concentrations est toujours faible. Au contraire, les matières en suspension (MES) sont caractérisées par une grande variabilité journalière de leur concentration, malgré un rythme saisonnier immuable. Elles sont constituées de quartz, kaolinite et illite-smectite ; la fraction argileuse, qui prédomine en toutes saisons, est mieux représentée lors des premiers écoulements où le minéral dominant est alors la kaolinite. L'association illite-smectite est principalement exportée en période de basses-eaux, alors que le quartz est exporté préférentiellement lorsque le débit est le plus fort. Le cortège d'éléments chimiques qui accompagnent les fractions argileuses est le suivant : P, Mg, Mn, Cu, Cr, Co, Zn, Y et La-Ce-Nb, alors que celui de la fraction sableuse est Na, Zr, Sr, Ba et Y-Lu. Les teneurs en carbone organique particulaire (COP) diminuent en fonction des concentrations en MES comme sur la plupart des fleuves du monde, et la matière organique représente entre 5 % et 10 % de la masse totale des suspensions. La chimie des MES, malgré un enrichissement relatif en alcalins et alcalino-terreux, reflète la composition chimique de sols appauvris par un lessivage intense. Cet enrichissement est attribué à l'influence des poussières atmosphériques et à l'accumulation d'argiles de type smectite-vermiculite dans les zones de vallées, surtout en domaines nord-soudanien et sahélien.

5. Le ruissellement superficiel et sa charge en suspension

La principale contribution au transport en suspension par les rivières est due à l'érosion des versants par le ruissellement superficiel. Le découpage de l'hydrogramme de crue du fleuve Sénégal à Bakel par analyse spectrale a permis d'estimer l'intensité du ruissellement superficiel moyen à 11 mm/an, soit 23 %

de l'écoulement total. La répartition annuelle de cet écoulement superficiel est inégale, à l'image de celle des pluies. A partir de la composition chimique des eaux fluviales, on a pu établir que la contribution de l'écoulement de nappe varie de 57 %, en septembre, à 97 % de l'écoulement total, en janvier ; de février à juin, cette contribution atteint 100 %.

La charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel a été calculée à 1,3 g/l pour le Sénégal amont ; après correction de l'érosion des berges, cette charge est estimée à 1 g/l. Elle est diluée dans le fleuve par les eaux provenant de l'écoulement de nappe et de l'écoulement hypodermique. Pendant ce temps, la charge en suspension est augmentée par la reprise des laissés-de-crue dans le lit du fleuve lors des premiers flots et par l'érosion des berges. La reprise des laissés-de-crue provoque dans les eaux fluviales un maximum de concentration qui précède la pointe de crue. L'évolution annuelle des MES peut donc se décomposer en trois phases : une phase d'érosion précoce durant un à deux mois selon les années, une phase d'érosion et de transport se terminant toujours au quatrième mois après le début de la crue quelle que soit la durée de la phase précédente, et une phase d'alluvionnement durant les huit mois restants de l'année. Cette importance du laps de temps écoulé entre l'amorce de la crue et ces différentes phases nous a conduit à déterminer l'évolution de la somme des flux solides exportés en fonction de la somme des flux liquides écoulés. On met ainsi en évidence un changement de capacité de réponse du bassin versant à l'érosion entre la phase d'érosion précoce dont les expulsions solides consistent surtout en du matériel repris, et la phase d'érosion et de transport qui concerne l'érosion effective du bassin. Lors de la première phase, la concentration en suspension est dépendante du cycle hydrologique considéré et de l'intensité de la crue précédente ; au contraire, dans la seconde phase, la charge solide moyenne des eaux fluviales est une constante intrinsèque du bassin versant, de l'ordre de 160 mg/l pour le Sénégal amont.

6. Bilan de l'érosion en zone sahélo-soudano-guinéenne

L'érosion mécanique qui affecte les bassins amont de la Gambie et du Tinkisso est de 7 t/km²/an. C'est une des plus faibles du continent africain et donc du monde. Ceci est à mettre en relation avec la nature cristalline du substratum rocheux et la couverture pédologique ferrallitique de toute cette zone amont que constitue le massif latéritique du Fouta Djallon. Pour les bassins amont du Niger, de la Falémé et du Sénégal, l'érosion mécanique varie de 10 t/km²/an à 18 t/km²/an. Elle est plus importante à cause de la traversée dans leur cours moyen du plateau Mandingue, zone de sols ferrugineux très sensibles à l'érosion en ravines et rigoles.

L'altération chimique spécifique, c'est-à-dire le transport dissous, diminué des bicarbonates et chlorures, est de l'ordre de 1 t/km²/an en domaine sahélien ; elle atteint 5 t/km²/an en domaine guinéen. C'est également une des plus faibles au monde. Fortement influencée par l'hydrologie, elle est donc essentiellement dépendante du domaine climatique.

7. Dynamique du Fouta Djallon

Sur l'ensemble du Fouta Djallon, la dynamique générale actuelle d'altération est de type monosialitique. Cependant, des tendances locales apparaissent en fonction de la lithologie et des situations topographiques. La caractéristique essentielle des flux de matières est la faible importance de la charge particulaire (21 mg/l) par rapport à la charge dissoute (35 mg/l). La fraction dissoute représente 62 % des exportations, la fraction minérale particulaire 36 % et le carbone organique particulaire 2 %. Après correction des apports atmosphériques, les taux d'altération chimique et d'érosion mécanique sont estimés, respectivement, à 3 t/km²/an et 8 t/km²/an. Sur les 772 000 t/an exportées en solution par les eaux de surface du Fouta Djallon, 20 % à 30 % seulement proviennent de l'altération des roches et des sols, le reste provenant des apports atmosphériques. Ces chiffres soulignent la faiblesse de l'altération chimique sévissant actuellement dans ces paysages guinéens souvent cuirassés. Globalement, le Fouta Djallon est actuellement en "équilibre géochimique" : l'approfondissement des profils d'altération (4,6 mm/1000 ans) est à peine supérieur à l'ablation des sols (4 mm/1000 ans), sachant que localement ce bilan peut être très différent.

Enfin, l'étude de l'influence des fluctuations des paramètres hydroclimatiques sur la dynamique du paysage a montré que, dans ces régions tropicales à deux saisons annuelles contrastées, la "respiration géochimique" d'un bassin versant peut se lire dans ses variations hydrologiques. En effet, les variations de la température ne sont pas suffisamment importantes dans cette zone climatique pour avoir une influence déterminante sur l'évolution de l'altération chimique. Par conséquent, en cas de changement climatique prolongé, l'évolution de la dynamique actuelle du Fouta Djallon, peut être schématisée de la façon suivante : pour une lame d'eau écoulée inférieure à 380 mm/an, la formation de sols par altération chimique du substratum rocheux ne sera pas suffisante pour compenser les pertes par érosion mécanique des sols en surface : l'érosion mécanique l'emportera sur l'altération chimique.

8. Hydroclimatologie et Géochimie Globale des Continents (HGGC) : perspectives

Ce travail montre qu'il est indispensable d'associer l'étude de la géochimie des eaux de surface à l'étude des paramètres hydroclimatiques. Cette approche, déjà pratiquée à l'échelle globale, est effectuée ici à l'échelle du paysage afin de déterminer, par zone climatique et/ou par grand bassin versant, les relations débit-température et teneurs en bicarbonates. Dans la zone climatique sahélo-soudano-guinéenne, le débit est le seul indicateur hydroclimatique significatif vis-à-vis de l'altération chimique. Ainsi, le flux de CO₂ atmosphérique consommé par altération chimique en zone sahélo-soudano-guinéenne est une fonction directe de l'intensité de l'écoulement de surface. Cette approche d'Hydroclimatologie et Géochimie Globale des Continents (HGGC) a montré également que seules les années appartenant au mode climatique "humide-froid" permettent de distinguer l'influence de la température sur l'intensité des teneurs en bicarbonates en fonction des débits. Ainsi, à débit égal, plus la température est élevée, plus la teneur en bicarbonates, et donc le flux de CO₂ atmosphérique consommé par l'altération, est importante.

Enfin, à l'heure où le problème de l'évolution des teneurs en CO₂ dans l'atmosphère est d'actualité, on oublie souvent que l'altération chimique peut jouer un rôle important dans l'évolution de ces teneurs en intervenant, peut-être, comme tampon (régulateur ou non ?) entre les différents réservoirs naturels que sont la lithosphère, la biosphère et l'atmosphère. L'HGHC est une approche nécessaire pour préciser et quantifier la consommation de CO₂ par zone climatique. En zone sahélo-soudano-guinéenne, cette consommation moyenne actuelle a été chiffrée à 18.10³ mol/km²/an de CO₂ atmosphérique.

Qu'en était-il dans le passé ?

Qu'en est-il dans les autres régions du globe ?

Autant de questions que l'HGHC peut permettre d'élucider. Aussi, beaucoup de travail reste à faire...

"Cette science qui devait tout m'apprendre finit dans l'hypothèse..." !

(CAMUS, Le Mythe de Sisyphe)

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIEA (1982) – Interprétation des résultats d'analyses isotopiques et chimiques des campagnes d'échantillonnage de 1980. C.T., rapport n°1934.
- ALBERGEL J. (1986) – Evolution de la pluviométrie en Afrique soudano-sahélienne, exemple du Burkina-Faso. Rapport ORSTOM, Ouagadougou, 19 p. multigr.
- ALBERGEL J., CASENAVE A. et VALENTIN C. (1985) – Modélisation du ruissellement en zone soudano-sahélienne ; simulation de pluies et cartographies des états de surfaces. Journées hydrologiques de Montpellier, Coll. et Sémin. ORSTOM, p. 75-84.
- ANGINO E.E., MAGNUSON L.M. et WAUGH T.C. (1974) – Mineralogy of suspended sediment and concentration of Fe, Mn, Ni, Zn, Cu and Pb in water and Fe, Mn and Pb in suspended load of selected Kansas streams. *Water Res. Res.*, 10, p. 1187-1191.
- ARCHAMBAULT J. (1960) – Eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Ed. Berger-Levrault, Nancy, 139 p.
- ARLERY R., GRISSOLET II. et GUILMET B. (1973) – Climatologie ; méthodes et pratiques. Paris, Bruxelles, Montréal, 2ème édition, 434 p.
- ASTON S.R. (1983) – Natural water and atmospheric chemistry of silicon. In "Silicon Geochemistry and Biogeochemistry", S.R. Aston (Ed.), Academic Press, London, p. 77-100.
- AUDIBERT M. (1970) – Delta du fleuve Sénégal : étude hydrogéologique. Rapport O.E.R.S., PNUD-FAO, St Louis (Sénégal), 1-2, 68 p.
- AYMÉ J.M., DROUIN J.P. et LARROUILL J. (1962) – Rapport de synthèse sur le bassin du Sénégal. Rapport géologique C.O.P.E.T.A.O., 14, 46 p.
- BALLAND P. (1983) – Méthodologie de quantification des flux de nutriments en rivières. Proc. Hamburg Symp., *IAHS publ.*, 141, p. 333-345.
- BALLAND P. (1984) – Utilisation des relations concentration-débit pour le calcul des flux de matières en rivières. *Physio. Géo.*, 9, p. 5-13.
- BALLO A. (1984) – Les modalités de l'écoulement fluvial en domaine tropical humide africain, l'exemple des bassins du Niger supérieur et du Bani. Thèse 3e cycle, Géographie, Univ. Nancy II, 172 p.
- BAMBA S.B. (1987) – Le bilan de l'eau et de la matière dans le haut bassin guinéen du fleuve Gambie. Thèse 3e cycle, Géologie, Univ. Dakar, 147 p.
- BARRETO P.S. (1974) – Note pédologique. In "Le bassin du Sénégal, monographie hydrologique", C. Rochette (Ed.), *Monographies hydrologiques*, ORSTOM, Paris, 1, p. 25-33.
- BARTOLI F. et SOUCHIER B. (1978) – Cycle et rôle du silicium d'origine végétale dans les écosystèmes forestiers tempérés. *Ann. Sci. Forest.*, 35, 3, p. 187-202.
- BASSOT J.P. (1966) – Etude géologique du Sénégal Oriental et de ses confins guinéo-maliens. Thèse Sci., Géologie, Univ. Clermont-Ferrand ; *Mém. BRGM*, Paris, 40, 322 p.
- BASSOT J.P. (1969) – Aperçu sur les formations précambriennes et paléozoïques du Sénégal Oriental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), 11, p. 160-169.
- BEAUVAIS A. et MAZALTARIM D. (1988) – Etude des cuirasses latéritiques dans la région de Dembia-Zémio en Centrafrique, pétrographie, minéralogie et géochimie. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 41, p. 47-69.
- BENSE C. (1964) – Les formations sédimentaires de la Mauritanie méridionale et du Mali Nord-occidental (Afrique de l'Ouest). *Mém. BRGM*, Paris, 26, 270 p.
- BERGAMETTI G. (1987) – Apport de matière par voie atmosphérique à la Méditerranée occidentale : aspects géochimiques et météorologiques. Thèse Sci., Univ. Paris VII, 296 p.
- BERNER R.A., LASAGA A. et GARRELS R.M. (1983) – The carbon-silicate geochemical cycle and its effect on atmospheric carbon dioxide over the past 100 million years. *Amer. J. Sci.*, 283, p. 641-683.

- BERTRAND J. (1976) – Visibilité et brume sèche en Afrique. *La Météorologie*, 6, p. 201–211.
- BERTRAND J. (1977) – Action des poussières sub-sahariennes sur le pouvoir glaçogène de l'air en Afrique de l'Ouest. Thèse Sci., Univ. Clermont-Ferrand, 197 p.
- BESSELES B. (1977) – Géologie de l'Afrique, le craton ouest-africain. *Mém. BRGM*, Paris, 88, 402 p.
- BETZER P.R., CARDER K.L., DUCE R.A., MERRILL J.T., TINDALE N.W., UEMATSU M., COSTELLO D.K., YOUNG R.W., FEELY R.A., BRELAND J.A., BERNSTEIN R.E. et GRECO A.M. R. (1988) – Long-range transport of giant mineral aerosol particles. *Nature*, 336, p. 568–571.
- BISCALDI R. (1968) – Problèmes hydrogéologiques des régions d'affleurement de roches éruptives et métamorphiques sous climat tropical. *Bull. BRGM*, (2), section III, 2, p. 7–22.
- BLANCHOT A. (1958) – *Bulletin du Service de Géologie et de Prospection Minière*, Dakar, 27, 280 p.
- BLOT A. (1970) – Les nappes phréatiques au Sénégal oriental, données géochimiques sur les eaux. Rapp. ORSTOM, Dakar, 34 p. multigr.
- BLOT A. (1980) – L'altération climatique des massifs de granite du Sénégal. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 114, 434 p.
- BOCQUIER G. (1973) – Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad, interprétation biogéodynamique. *Mém. ORSTOM*, Paris, 62, 350 p.
- BONSANG B., LAMBERT G. et BAUDET J. (1989) – Light hydrocarbons emissions from african savannah burning. Symp. of Williamsburg, NASA-Greenbelt, Washington (MD).
- BOUILLET M.N. (1893) – Dictionnaire d'histoire et de géographie. Ed. Hachette, Paris ; UER Géographie, Strasbourg.
- BOULANGÉ B. et MILLOT G. (1988) – La distribution des bauxites sur le craton ouest-africain. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 41, p. 113–123.
- BOULET R. (1974) – Toposéquences de sols tropicaux en Haute-Volta, équilibres dynamiques et bioclimats. *Mém. ORSTOM*, Paris, 85, (1978), 272 p.
- BOURRIÉ G. (1978) – Acquisition de la composition chimique des eaux en climat tempéré, application aux granites des Vosges et de la Margeride. Thèse Doc. Ing., Univ. Strasbourg ; *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 52, 174 p.
- BRADLEY S.B. (1982) – Sediment quality related to discharge in a mineralized region of Wales. Proc. Exeter Symp., *IAHS publ.*, 137, p. 341–350.
- BRUNET-MORET Y. (1968) – Etude générale des averses exceptionnelles en Afrique occidentale. Rapport de synthèse, ORSTOM/CIEII, Paris, multigr.
- BRUNET-MORET Y., CHAPERON P., LAMAGAT J.P. et MOLINIER M. (1986) – Monographie hydrologique du fleuve Niger. Tome I - Niger supérieur. *Monographies hydrologiques*, ORSTOM, Paris, 8, 396 p.
- BUAT-MÉNARD P. et DUCE R.A. (1986) – Precipitation scavenging of aerosol particles over remote marine regions. *Nature*, 321, p. 508–510.
- CARRÉ P. (1972) – Quelques aspects du régime des apports fluviaux des matériaux solides en suspension vers le lac Tchad. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, Paris, IX, p. 19–46.
- CARMOUZE J.P. (1976) – La régulation hydrogéochimique du lac Tchad, contribution à l'analyse biodynamique d'un système endoréique en milieu continental. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 58, 418 p.
- CECCHI P. (1989) – Communication orale, ORSTOM, Dakar.
- CHANUT G. (1986) – Méthodes d'analyse des eaux et des sols. Note technique Lab. Chimie, ORSTOM, Dakar, 45 p.
- CHARRÉAU C. et NICOU R. (1971) – L'amélioration du profil cultural dans les sols sableux et sablo-argileux de la zone tropicale sèche ouest-africaine et ses incidences agronomiques. CNRA Bambey, IRAT, Sénégal, *Bull. Agron.*, 23, p. 8–45.
- CHARRÉAU C. et SÉGUY L. (1969) – Mesure de l'érosion et du ruissellement à Séfa en 1968. *Agronomie Tropicale*, XXIV, 11, p.1055–1097.
- CHAUVEL A. (1967) – Notice explicative de la carte pédologique du Sénégal au 1/200 000. Feuilles de Kédougou et de Kéniéba-Kossanto. Rapport ORSTOM, Dakar, 155 p. multigr.
- CHESTER R. et JOHNSON L.R. (1971) – Atmospheric dusts collected off the west african coast. *Nature*, 229, p. 105–107.
- CHIÉTELAT E. de (1933) – Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord-Ouest de la Guinée française. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, VI, p. 91–122.

- CHÉTELAT E. de (1938) – Le modelé latéritique de l'Ouest de la Guinée française. Thèse Sci., Géologie, Univ. Paris ; *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, XI, 120 p.
- CHURCH H.R.J. (1957) – A study of the environment and of man's use of it. In "West Africa", Ed. Longmans, London ; UER Géographie, Strasbourg, 547 p.
- COLLINET J. (1988) – Comportements hydrodynamiques et érosifs de sols de l'Afrique de l'Ouest, évolution des matériaux et des organisations sous simulation de pluie. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 513 p.
- COUDÉ-GAUSSEN G. (1986) – Observations au MEB de poussières sahariennes prélevées aux Canaries. In "Changements globaux en Afrique", Dakar symposium, INQUA, p. 83–86.
- COUDÉ-GAUSSEN G. (1989) – Les poussières sahariennes et leur contribution aux sédimentations désertiques et péri-désertiques. Thèse Lettres, Géographie, Univ. Paris VI, 715 p.
- COUDÉ-GAUSSEN G. et ROGNON P. (1983) – Les poussières sahariennes. *La Recherche*, 147, p. 1050–1061.
- D'ALMEIDA G.A. (1986) – A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteo.*, 25, 7, p. 903–916.
- D'ALMEIDA G.A. (1989) – Desert aerosol : characteristics and effects on climate. In "Paleoclimatology and Paleometeorology : Modern and Past Patterns of Global Atmospheric Transport", M. Leinen & M. Sarnthein (Eds), p. 311–338.
- D'ALMEIDA G.A. et SCHUTZ L. (1983) – Number, mass and volume distribution of mineral aerosol and soils of the Sahara. *J. Climate Appl. Meteo.*, 22, p. 233–243.
- DACOSTA H. (1985) – Essai d'extension des échantillons de débits moyens mensuels et annuels du fleuve Gambie. Rapport ORSTOM, Dakar, 72 p. multigr.
- DARMENDRAIL D. (1984) – Types hydrochimiques des eaux souterraines en milieu fissuré de socle. Rapport DEA, BRGM, Orléans, 84 SGN 378 EAU, 125 p.
- DARS R. (1961) – Les formations sédimentaires et les dolérites du Soudan occidental (Afrique de l'Ouest). Thèse Sci., Géologie, Univ. Paris ; *Mém. BRGM*, Paris, 12, 329 p.
- DAVEAU S. (1971) – Les Monts Loma dans la dorsale guinéenne. In "Le massif des Monts Loma (Sierra Leone)", fasc. I, *Mém. IFAN*, Dakar, 86, p. 11–53.
- DAWDY D.R. et FETH J.H. (1967) – Application of factor analysis in study of chemistry of groundwater quality, Mojave river valley, California. *Water Res. Res.*, 3, p. 505–510.
- DEEPAK A. et GERBER H.E. (1983) – Report of the experts meeting on aerosols and their climatic effects. World Climate Research Programme, Virginia, 28–30 March 1983, NASA Langley Research Center, Washington, 106 p.
- DEGALLIER R. (1965) – Réflexions et questions sur l'alimentation des nappes souterraines. *Chron. Hydrolog.*, Fr., 5, p. 7–31.
- DEGENS E. (1982) – Transport of carbon and minerals in major world rivers. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Hamburg*, SCOPE/UNEP, 52, p. 91–332.
- DELMAS R. et SERVANT J. (1987) – Echanges biosphères-atmosphères d'azote et de soufre en zone inter-tropicale : transferts entre les écosystèmes forêt et savane en Afrique de l'Ouest. *Atmos. Res.*, 21, p. 53–74.
- DESCROIX L. (1986) – Projet pour la première partie de la monographie hydrologique du bassin du fleuve Gambie. Composantes géographiques et climatiques. Rapport ORSTOM, Dakar, 54 p. multigr.
- DEYNOUX M. (1980) – Les formations glaciaires du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien en Afrique de l'Ouest, deux exemples de glaciations d'inlandsis sur une plate-forme stable. Thèse Sci., Géologie, Univ. Marseille ; *Trav. Lab. Sci. Terre St Jérôme*, Marseille, 17, 554 p.
- DEYNOUX M. (1983) – Glaciations du Précambrien terminal et de la fin de l'Ordovicien dans le bassin de Taoudéni (Afrique de l'Ouest). In Symp. Till Mauretania 83, "West African palaeoglaciations, characterization and evolution of glacial phenomena through space and time", Nouakchott, Mauretania, 4–15 janv. 83, M. Deynoux (Ed.), Univ. Poitiers, Labo. Petrol. et ERA/CNRS 220, p. 43–86.
- DEYNOUX M. et TROMPETTE R. (1976) – Late Precambrian mixtites : glacial and/or non-glacial? A discussion dealing especially with the mixtites of West Africa. *Amer. J. Sci.*, 276, p. 1302–1315.
- DEYNOUX M., SOUGY J. et TROMPETTE R. (1985) – Lower Paleozoic rocks of west Africa and western part of central Africa. In "Lower Paleozoic of Northwestern and West Central Africa", Wiley Ed., New York, p. 337–495.
- DEYNOUX M., KOCUREK G. et PROUST J.N. (1989 a) – Late Proterozoic periglacial aeolian deposits on the West African Platform, Taoudeni Basin, western Mali. *Sedimentology*, 36, p. 531–549.

- DEYNOUX M., MARCHAND J. et PROUST J.N. (1989 b) – Notice explicative et synthèse stratigraphique et sédimentologique des cartes géologiques au 1/200 000 de Kossanto, Kayes, Kankossa (Mali occidental). Rapport CGS/CNRS, Univ. Strasbourg, 71 p.
- DILLON W.P. et SOUGY J.M.A. (1974) – Geology of West Africa and Canary and Cape Verde islands. In “The ocean basins and margins”, A.E.M. Nairn & F.G. Stehl (Eds), Plenum Publ. Co., New York, 2, p. 315–390.
- DIOUF M.B. (1989) – Sédimentologie, minéralogie et géochimie des grès carbonatés quaternaires du littoral sénégal-mauritanien. Thèse Sci., Océanologie, Univ. Perpignan, 237 p.
- DOMERGUE J.L. (1980) – Contribution à l'étude des aérosols atmosphériques d'origine naturelle en Afrique de l'Ouest. Thèse Sci., Physique, Univ. Toulouse, 165 p.
- DOUGLAS I. (1968) – The effects of precipitation chemistry and catchment area lithology on the quality of river water in selected catchments in Eastern Australia. *Earth Sci. J.*, 2, p.126–144.
- DOYNE H.C., HARTLEY K.T. et WATSON W.A. (1938) – Soil types and manurial experiments in Nigeria. Third West African Agricultural Conference.
- DUBREUIL P. (1974) – Initiation à l'analyse hydrologique. Ed. Masson, Paris, 216 p.
- DUPRAZ C. (1984) – Echantillonnages adaptés et méthodes de calcul automatique pour l'évaluation de la charge soluble dans les petits bassins versants. *Physio. Géo.*, 9, p. 99–116.
- EDMOND J.M., BOYLE E.A., GRANT B. et STALLARD R.F. (1981) – The chemical mass balance in the Amazon plume. I. The nutrients. *Deep Sea Research*, 28 A, 11, p. 1339–1374.
- ELOUARD P. (1962) – Etude géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. Thèse Sci., Géologie, Univ. Paris ; *Mém. BRGM*, Paris, 7, 247 p.
- EMMETT W.W. (1981) – Measurement of bed load in rivers. In “Erosion and Sediment Transport Measurement”, Proc. Florence Symp., *IAHS publ.*, 133, p. 3–15.
- ERHART II. (1973) – Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium. Ed. Doin S.A., Paris VI, 217 p.
- ETCHANCHU D. (1988) – Géochimie des eaux du bassin de la Garonne, transferts de matières dissoutes et particulières vers l'océan Atlantique. Thèse Sci., Géochimie, Univ. Toulouse, 178 p.
- FAURE II. et GAC J.Y. (1981) – Will the sahelian drought end in 1985? *Nature*, 291, p. 475–478.
- FELLER C. et MERCKY P. (1976) – Carte pédologique de reconnaissance de la zone Matam-Bakel-Kidira (au 1/200 000). ORSTOM, Dakar.
- FENN R.W., CLOUGH S.A., GALLERY W.O., GOOD R.E., KNEIZYS F.X., MILL J.D., ROTHMAN L.S., SHETTLE E.P. et VOLZ F.E. (1984) – Optical and infrared properties of the atmosphere. In “Handbook of Geophysics and Space Environments”, AFCRL, S.L. Valley (Ed.), p. 18/1–18/80.
- FERGUSON R.I. (1987) – Accuracy and precision of methods for estimating river loads. *Earth surface processes and landforms*, 12, p. 95–104.
- FRÉCAUT R. (1974) – Les variabilités de l'écoulement fluvial en milieu tropical humide. *Annales Géogr.*, 83, 457, p. 241–259.
- FRÉCAUT R. et PAGNEY P. (1982) – Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial. Ed. Masson, Paris, 240 p.
- FRITZ B. (1975) – Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions, application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 41, 152 p.
- GAC J.Y. (1980) – Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Trav. et Doc. ORSTOM*, Paris, 123, 251 p.
- GAC J.Y. (1985) – Le phénomène des brumes sèches au Sénégal en 1984–1985. *Bull. Veille Climatique Satellitaire*, ORSTOM, Paris, 7, p. 31–35.
- GAC J.Y. (1986) – Etude préliminaire de la physicochimie de la nappe phréatique de Koundara (Guinée). Rapport ORSTOM, Dakar, 8 p. multigr.
- GAC J.Y. (1987) – Effet thermique des brumes sèches. *Bull. Veille Climatique Satellitaire*, ORSTOM, Paris, 16, p. 46–48.
- GAC J.Y. et PINTA M. (1973) – Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide, estimation de la vitesse d'approfondissement des profils : étude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Paris, V, p. 83–96.
- GAC J.Y. et TARDY Y. (1980) – Géochimie d'un paysage tropical : le bassin du lac Tchad. In “Géochimie des

- interactions entre les eaux, les minéraux et les roches", Ed. S.A.R.L. Eléments, Strasbourg, p. 199-239.
- GAC J.Y. et TRAVI Y. (1984) – Etude quantitative et qualitative des poussières atmosphériques en provenance du Sahara, entre Dakar et Nouakchott. 10e Réun. ann. Sci. Terre, Bordeaux, Soc. Géol. Fr. Ed., Paris, p. 237.
- GAC J.Y., CARN M., DIALLO M.I., ORANGE D. et TANRÉ D. (1986) – Corrélation entre brumes sèches et visibilité horizontale au sol à partir de mesures quotidiennes au Sénégal pendant 3 années. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 303, II, p. 1025-1027.
- GAC J.Y. et CARN M. (1986) – Bilan quantitatif de l'érosion mécanique sur le haut bassin du fleuve Sénégal. 11e Réun. ann. Sci. Terre, Clermont-Ferrand, Soc. Géol. Fr. Ed., Paris, p. 73.
- GAC J.Y. et KANE A. (1986 a) – Le fleuve Sénégal : I. Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulières à l'embouchure. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 39, p. 99-130.
- GAC J.Y. et KANE A. (1986 b) – Le fleuve Sénégal : II. Flux continentaux de matières dissoutes à l'embouchure. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 39, p. 151-172.
- GAC J.Y. et FAURE H. (1987) – Le "vrai" retour à l'Humide au Sahel est-il pour demain ? *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 305, II, p. 777-781.
- GAC J.Y., BOUCHEZ J.M., ORANGE D. et al. (1987 a) – Géochimie des eaux du Fouta Djallon, flux dissous et particulières en Haute Gambie (Kédougou et Gouloumbou), contribution à la monographie de la Gambie. Rapport ORSTOM, Dakar, 102 p.
- GAC J.Y., ORANGE D. et DIALLO M.I. (1987 b) – La visibilité au sol à Dakar (Sénégal), recueil de 25 années d'observations (1962-1986). Rapport ORSTOM, Dakar, 3 tomes, 382 p.
- GAC J.Y. et ORANGE D. (1990) – Cadre naturel du haut bassin versant du fleuve Sénégal. Rapport ORSTOM, Dakar, projet CEE/EQUESEN n° TS-2-0-198-F-EDB, 150 p.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1971) – Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton & Co., USA, 397 p.
- GEORGE B. (1968) – Rôle de l'analyse du modelé latéritique dans la prospection des nappes d'eau des terrains d'altération en Afrique occidentale. *Bull. BRGM*, (2), section III, 2, p. 53-65.
- GIBBS R.J. (1970) – Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170, p. 1088-1090.
- GIRARD J.P. (1985) – Diagenèse hydrothermale tardive des sédiments grés-argileux du Protérozoïque supérieur du bassin de Taoudéni (Afrique de l'Ouest). Thèse 3e cycle, Univ. Poitiers, 255 p.
- GIRARD J.P., DEYNOUX M. et NAHON D. (1989) – Diagenesis of the upper proterozoic siliciclastic sediments of the Taoudeni basin (West Africa) and relation to diabase emplacement. *J. Sedim. Petrol.*, 59, 2, p. 233-248.
- GOLOUBINOW R. (1936) – Géologie et ressources en or du NE de la Guinée française. Thèse Sci., Géologie, Univ. Nancy, Impr. Thomas, 140 p.
- GOLOUBINOW R. (1950) – Notice explicative sur la feuille Bougoni-Ouest de la carte géologique de reconnaissance au 1/500 000. Gouvernement de l'A.O.F., Dakar, 23 p.
- GOLTERMAN H.L. (1978) – Sediments as a source of phosphate for algal growth. In "Interactions between sediments and fresh water", H.L. Golterman (Ed.), W. Junk BU Publishers, La Hague, p. 286-293.
- GOMA S.C. (1988) – Transports dissous et particuliers par le fleuve Congo et l'un de ses principaux affluents, l'Oubangui, premiers résultats de la campagne 1986-1987. DEA Géologie, Univ. Strasbourg, 27 p.
- GOODMAN G.T., INSKIP M.J., SMITH S., PARRY G.D.R. et BURTON M.A.S. (1979) – The use of moss-bags in aerosol monitoring. In "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, p. 211-232.
- GORHAM E. (1955) – On the acidity and salinity of rain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 7, p. 231-239.
- GSELL A. (1957) – Rapport de prospection, campagne 1956-1957 (Région de Tougué). Archives Soc. Péchiney, Paris, 35 p. multigr.
- GUPTA R.K. (1987) – Aménagement intégré du massif du Fouta Djallon (projet régional). Projet FAO n° DP/RAF/81/060, Rome, Rapport de mission n°7, 130 p.
- HALL J.K. et BAKER D.E. (1971) – Phosphorous fixation by montmorillonite and vermiculite clays as influenced by pH and soluble aluminium. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 35, p. 876-881.
- HAUBERT M. (1975) – Bilan hydrochimique d'un bassin versant de moyenne montagne : la Drame de Bellevaux (Brevon, Haute-Savoie). Thèse 3e cycle, Géologie, Univ. Paris VI, 331 p.
- HICKS B.B. (1976) – Some micrometeorological aspects of pollutant desposition rates near the surface.

- In "International conference on atmospheric-surface exchange of particulate and gaseous pollutants", ERDA Symp. Ser., Richland, Washington (USA), 38, p. 434-439.
- HITCHON B., BILLINGS G.K. et KLOVAN J.E. (1971) – Geochemistry and origin of formation waters in the Western Canada sedimentary basin, III - Factors controlling chemical composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 35, p. 567-598.
- HOLEMAN J.N. (1968) – The sediment field of major rivers of the world. *Water Res. Res.*, 4, p. 737-747.
- JACCON G. (1989) – Banque de données informatisée. Département Hydrologie, ORSTOM, Montpellier.
- JACKSON R.E. (1974) – Time series analysis of groundwater hydrographs from surficial deposits of the Canadian shield. *Can. J. Earth Sci.*, 11, p. 177-188.
- JAENICKE R. (1979) – Monitoring and critical review of the estimated source strength of mineral dust from the Sahara. In "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, p. 233-242.
- JANKOWIAK I. et TANRÉ D. (1992) – Satellite climatology of saharan dusts outbreaks : method and preliminary results. *J. Climate*, 5, p. 646-656.
- JEANROY E. (1983) – Diagnostic des formes du fer dans les pédogenèses tempérées, évaluation par les réactifs chimiques d'extraction et apports de la spectrométrie Mössbauer. Thèse Sci., Univ. Nancy I, 168 p.
- KALOGA B. (1983) – Le manteau kaolinique des plaines du centre-sud de la Haute-Volta, dynamique et relation avec le manteau smectitique. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 320 p.
- KANE A. (1985) – Le bassin du Sénégal à l'embouchure, flux continentaux dissous et particuliers, invasion marine dans la vallée du fleuve. Thèse 3e cycle, Géographie, Univ. Nancy II, 7, 205 p.
- KATTAN Z. (1984) – Hydrologie de surface et érosion mécanique sur les bassins amont du Chari-Logone et du Sénégal. DEA Géologie, Univ. Strasbourg, 53 p.
- KATTAN Z. (1989) – Géochimie et hydrologie des eaux fluviales des bassins de la Moselle et de la Mosig, transports dissous et particuliers, cycles biogéochimiques des éléments. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 220 p.
- KATTAN Z., GAC J.Y. et PROBST J.L. (1987) – Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin, estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channel and slope erosion. *J. Hydrology*, 92, p. 59-76.
- KAYSER N., PROBST J.L., CADET D. et TARDY Y. (1990) – Propagation des ondes de sécheresse et d'humidité à travers le monde. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 310, p. 757-763.
- KONTA J. (1985) – Mineralogy and chemical maturity of suspended matter in major rivers sampled under the SCOPE/UNEP Project. In "Transport of carbon and minerals in major world rivers", part 3, E.T. Degens, S. Kempe & R. Herrera (Eds), *Mitt. Geol. Paläont. Inst., Hamburg*, SCOPE/UNEP, 58, p. 569-592.
- KREMPP G. (1988) – Techniques de prélèvement des eaux naturelles et des gaz associés, méthodes d'analyse des eaux et des roches. Note technique, Inst. Géologie, Univ. Strasbourg, 19, 79 p.
- KRISHNAMURTI T.N., SHAO-HANG CHU et IGLESIAS W. (1986) – On the sea-level pressure of the southern oscillation. *Arch. Meteo. Geoph. Biocl.*, A, 34, p. 385-425.
- LACAUX J.P., SERVANT J. et BAUDET J.G.R. (1987) – Acid rain in the tropical forests of the Ivory Coast. *Atm. Env.*, 21, 12, p. 2643-2647.
- LACAUX J.P. et DELMAS R. (1989) – Influence of biomass burning emissions on precipitation chemistry in the equatorial forests of Africa. Symp. of Williamsburg, USA, p. 34.
- LACROIX A. (1914) – Les latérites de la Guinée. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 158, p. 835-838.
- LAMAGAT J.P., ALBERGEL J., BOUCHEZ J.M. et DESCROIX L. (1989) – Monographie hydrologique du fleuve Gambie. Rapport ORSTOM-OMVG, Dakar, 247 p.
- LEGRAND M. (1990) – Etude des aérosols sahariens au-dessus de l'Afrique à l'aide du canal à 10 microns de Météosat : visualisation, interprétation et modélisation. Thèse Sci., Physique, Univ. Lille, 200 p.
- LELONG F. (1966) – Régime des nappes phréatiques contenues dans les formations d'altération tropicale, conséquence pour la pédogenèse. *Sci. Terre, Fr.*, 11, 2, p. 201-244.
- LELONG F. (1969) – Nature et genèse des produits d'altération de roches cristallines sous climat tropical humide (Guyane française). Thèse Sci., Géologie, Univ. Nancy ; *Mém. Sci. Terre*, 14, 188 p.

- LELONG F. et LEMOINE J. (1968) – Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses ; leur importance en zone intertropicale ; les difficultés de leur exploitation. *Bull. BRGM*, (2), section III, 2, p. 41-52.
- LELONG F. et ROOSE E. (1986) – Cycles biogéochimiques comparés de quelques éléments chimiques (Ca, Mg, K, Na, Si, Cl, S) dans divers écosystèmes à végétation naturelle d'Afrique occidentale. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 39, p. 173-193.
- LENEUF N. (1959) – L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sci., Géologie, Univ. Paris, Lang Grandemange Ed., 210 p.
- LENOIR F. (1972) – Exportation chimique d'un bassin intertropical (le Bandama, Côte d'Ivoire). Thèse Sci., Géologie, Univ. Nice, ORSTOM, 402 p.
- LENOIR F. (1978) – Relations entre la dynamique et la composition chimique d'une nappe d'arène en Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Paris, X, p. 209-236.
- LEPRUN J.C. (1979) – Les cuirasses ferrugineuses des pays cristallins de l'Afrique occidentale sèche : genèse, transformations, dégradation. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 58, 224 p.
- LERIQUE J. (1975) – Les transports solides en suspension dans la Gambie à Kédougou et à Gouloumbou. Résultats de la campagne de 1974. Rapport ORSTOM, Dakar, 11 p. multigr.
- LEROUX M. (1980) – Le climat de l'Afrique tropicale. Thèse Lettres, Géographie, Univ. Dakar, 1427 p.
- LE ROUX E., FERH A., DORIOZ J.M. et BLANC P. (1987) – Contribution à l'étude des échanges de phosphore entre l'eau et les sédiments dans un système fluvio-lacustre. *Rev. Franç. Sci. Eau*, 6, p. 97-106.
- LÉVÊQUE A. (1979) – Pédogenèse sur le socle granito-gneissique du Togo, différenciation des sols et remaniements superficiels. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 108, 224 p.
- LEWIS W.M. (1981) – Precipitation chemistry and nutrient loading by precipitation in a tropical watershed. *Water Res. Res.*, 17, p.169-181.
- LO H.M. (1984) – Le bassin de la Gambie en amont de Gouloumbou. Thèse 3e cycle, Géographie, Univ. Nancy II, 6, 394 p.
- LOYE-PILOT M.D., MARTIN J.M. et MORELLI J. (1986) – Influence of saharan dust on the rain acidity and atmospheric input to the mediterranean. *Nature*, 321, p. 427-428.
- MACHENS E. (1973) – Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. *Mém. BRGM*, Paris, 82, 143 p.
- MACKENZIE R.T. et GARRELS R.M. (1966) – Chemical mass balance between rivers and oceans. *Amer. J. Sci.*, 264, p. 507-525.
- MAIGNIEN R. (1954) – Cuirassement des sols de plaine-Ballay (Guinée française). Actes et C.R. du Ve Congr. Int. Sci. Sol, Léopoldville, 25, p. 19-22.
- MAIGNIEN R. (1958) – Le cuirassement des sols en Guinée, Afrique occidentale. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Mém. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 16, 239 p.
- MAINGUET M. (1972) – Le modelé des grès, problèmes généraux (tome I). Etudes de photo-interprétation, Institut Géographique National, Paris, 587 p.
- MALEY J. (1981) – Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 586 p.
- MALEY J. (1982) – Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical North Africa. *Quat. Res.*, 18, p. 1-16.
- MANGIN A. (1981) – Apports des analyses corrélatrices et spectrales croisées dans la connaissance des systèmes hydrologiques. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 293, II, p. 1011-1014.
- MANGIN J.P., LECOLLE J., MATHIEU P., MONNET C., PINTA M. et SIRCOULON J. (1966) – Géochimie des eaux naturelles ; le transport en solution par un fleuve de Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 262, D, p. 2204-2206.
- MARCHAND J., BASSOT J.P. et SIMON B. (1987) – Notice explicative de la carte photogéologique au 1/200 000 de Kossanto (Mali). Rapport Direction Nationale Géol. Mines, Bamako (Mali), 28 p.
- MARTIN J.M. et MEYBECK M. (1979) – Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. *Marine Chemistry*, 7, p.173-206.
- MARTINS O. (1982) – Geochemistry of the Niger river. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Hamburg*, SCOPE/UNEP, 52, p. 337-418.

- MARTINS O. et PROBST J.L. (1991) – Biogeochemistry of major african rivers. Carbon and mineral transport. In "Biogeochemistry of major world rivers", E.T. Degens, S. Kempe & J.E. Richey (Eds), SCOPE, 42, p. 129–157.
- MATHIEU P. (1976) – Influence des apports atmosphériques et du pluviollessivage forestier sur la qualité des eaux de deux bassins versants en Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Paris, VIII, p. 11–32.
- MATHIEU P. et MONNET C. (1971) – Physico-chimie des eaux de pluie en savane et sous forêt en milieu tropical. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Paris, III, p. 93–114.
- MAZALTARIM D. (1989) – Géochimie des cuirasses ferrugineuses et bauxitiques de l'Afrique occidentale et centrale. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 262 p.
- McTAINSH G.H. (1980) – Harmattan dust deposition in northern Nigeria. *Nature*, 286, p. 587–588.
- McTAINSH G.H. (1984) – The nature and origin of the aeolian mantles of central north Nigeria. *Geoderma*, 33, p. 13–37.
- McTAINSH G.H. et WALKER P.H. (1982) – Nature and distribution of harmattan dust. *Z. Geomorph. N.F.*, 26, 4, p. 417–435.
- MEYBECK M. (1982) – Carbon, nitrogen and phosphorus transport by world rivers. *Amer. J. Sci.*, 282, p. 401–450.
- MEYBECK M. (1983) – Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. In "Dissolved Loads of Rivers and Surface Water Quantity/Quality Relationships", Proc. Hamburg Symp., *IAHS publ.*, 141, p. 173–191.
- MEYBECK M. (1984) – Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. Thèse Sci., Géologie, Univ. Paris VI, 558 p.
- MICHEL P. (1973) – Les bassins du Sénégal et de la Gambie : étude géomorphologique. Thèse Lettres, Géographie, Univ. Strasbourg ; *Mém. ORSTOM*, Paris, 63, 3 tomes, 753 p.
- MIDDLETON N.J. (1985) – Effect of drought on dust production in the Sahel. *Nature*, 316, p. 431–434.
- MIKLISHANSKIY A.Z., SEROVA V.V. et TAMBIYEV S.B. (1986) – Geochemical features of Indian-ocean eolian suspensates. *Geochim. Int.*, 23, 5, p. 125–132.
- MILLIMAN J., QUINCHUN X. et ZUOSHENG Y. (1984) – Transfer of particulate organic carbon and nitrogen from the Yangtze river to the ocean. *Amer. J. Sci.*, 284, p. 824–834.
- MILLOT G. (1964) – Géologie des argiles. Ed. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT G., BOCQUIER G. et PAQUET II. (1976) – Géochimie et paysages tropicaux. *La Recherche*, 7, 65, p. 236–244.
- MONNET C. (1972) – Contribution à l'étude de la dynamique et de la nature des suspensions d'un fleuve intertropical, le Bandama (Côte d'Ivoire). Evolution des éléments chimiques des eaux de son estuaire. Thèse Sci., Géologie, Univ. Nice, 427 p.
- MONTEILLET J. (1988) – Environnements sédimentaires et paléocéologie du delta du Sénégal au Quaternaire. Thèse Sci., Géologie, Univ. Perpignan ; *Trav. Lab. Rech. Sédimentologie Marine*, Perpignan, 267 p.
- MORALES C. (1979) – Saharan dust : mobilization, transport, deposition. SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, 320 p.
- MOSSER C. (1980) – Etude géochimique de quelques éléments traces dans les argiles des altérations et des sédiments. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 63, 230 p.
- MOSSER C. (1987) – Les éléments traces des fractions argileuses et en particulier dans les altérations et des sédiments, leur utilisation en géologie. Yerbilimleri, *Bull. Earth Sci. Appl. Res. Centre Hacettepe Univ.*, Turquie, 14, p. 179–189.
- MOSSER C., GALL J.C. et TARDY Y. (1971) – Géochimie des illites du grès à Voltzia du Budsandstein supérieur des Vosges du Nord, France. *Chem. Geology*, 9, p. 157–177.
- MOSSER C., WEBER F. et GAC J.Y. (1974) – Eléments traces dans des kaolinites d'altération formées sur granite et schiste amphiboliteux en République centrafricaine. *Chem. Geology*, 14, p. 95–115.
- MOSSER C., LEPRUN J.C. et BLOT A. (1985) – Les éléments traces des fractions <2 μ m à kaolinite et smectite formées par altération de roches silicatées acides en Afrique de l'Ouest (Sénégal et Haute-Volta). *Chem. Geology*, 48, p. 165–181.
- NGUYEN B.C., BONSANG B., MIHALOPOULOS N. et BELVISO S. (1989) – Carbonyl sulfide emissions from african savannah burning. Symp. of Williamsburg, USA, p. 34.
- NICHOLSON K.W. (1988) – A review of particle resuspension. *Atm. Environment*, 22, 12, p. 2639–2651.

- NKOUNKOU R.R. et PROBST J.L. (1987) – Hydrology and geochemistry of the Congo river system. *Mitt. Geol. Paläont. Inst. Hamburg*, SCOPE/UNEP, 64, p. 483–508.
- OBERMULLER A. (1941) – Description pétrographique et étude géologique de la région forestière de la Guinée française. Thèse Sci., Géologie, Univ. Alger ; *Bull. Serv. Mines, Dakar*, 5, 207 p.
- OLIVRY J.C. (1983) – Evaluation des données hydrologiques et météorologiques disponibles sur le bassin du fleuve Gambie. Rapport ORSTOM, Dakar, 91 p. multigr.
- OLIVRY J.C. (1983 a) – Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégal et aux îles du Cap Vert, examen de quelques séries de longue durée (débits et précipitations). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, Paris, XX, p. 47–69.
- ORANGE D. (1986) – Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur le haut-bassin du fleuve Sénégal. Rapport ORSTOM, Dakar ; DEA Géologie, Univ. Orléans, 111 p.
- ORANGE D., CARN M., CHAUVIN M., DIALLO M.I. et GAC J.Y. (1986) – Contribution à l'étude du phénomène des brumes sèches au Sahel. Rapport ORSTOM, Dakar, 36 p. multigr.
- ORANGE D. et GAC J.Y. (1987) – Vers une prévision des flux annuels exportés par le fleuve Sénégal à Bakel. Rapport ORSTOM, Dakar, 22 p.
- ORANGE D. et GAC J.Y. (1990 a) – Bilan géochimique des apports atmosphériques en domaines sahélien et soudano-guinéen d'Afrique de l'Ouest (bassins supérieurs du Sénégal et de la Gambie). *Géodynamique*, Paris, 5, (1), p. 51–65.
- ORANGE D. et GAC J.Y. (1990 b) – Reconnaissance géochimique des eaux du Fouta Djallon (Guinée), flux de matières dissoutes et en suspension en Haute-Gambie. *Géodynamique*, Paris, 5, (1), p. 35–49.
- ORANGE D., GAC J.Y., PROBST J.L. et TANRÉ D. (1990) – Mesure du dépôt au sol des aérosols désertiques, une méthode simple de prélèvement : le capteur pyramidal. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 311, II, p. 167–172.
- PAGNEY P. (1976) – Les climats de la Terre. Ed. Masson, Paris, 150 p.
- PALUTIKOF J.P., LOUGH J.M. et FARMER G. (1981) – Senegal river runoff. *Nature*, 293, p. 414.
- PAQUET II. (1970) – Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 30, 212 p.
- PAQUET II., COUDÉ-GAUSSEN G. et ROGNON P. (1984) – Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de latitude nord. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, 25, p. 257–265.
- PELISSIER P. (1949) – Le Fouta Djallon. In Notes et C.R., *Les Cahiers d'Outre-Mer*, rev. géog. de Bordeaux et de l'Atlantique, tome II, ref. ORSTOM, 5, p. 63–73.
- PELISSIER P. et ROUGERIE G. (1953) – Problèmes morphologiques dans le bassin de Siguiri (Haut-Niger). *Bull. IFAN*, Dakar, XV, 1, p. 1–47.
- PÉDRO G. (1964) – Contribution à l'étude expérimentale de l'altération chimique des roches cristallines. Thèse Sci., Géologie, Univ. Paris, 344 p.
- PÉDRO G. (1966) – Essai sur la caractérisation géochimique des différents processus zonaux résultant de l'altération des roches superficielles (cycle aluminosilicique). *C.R. Acad. Sci., Paris*, 262, p. 1828–1831.
- PÉDRO G. (1968) – Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, X, p. 457–470.
- PÉDRO G. (1979) – Altération des roches cristallines en milieu superficiel. Bull. Ass. Fr. pour l'étude des sols, séminaire INRA/Versailles du 7–8/78, 2–3, 301 p.
- PEREZ P. et SARR P.S. (1990) – Rapport d'activité, bassin versant de Keur Dianko (Sénégal). Programme Gestion des Ressources Naturelles, Economie de l'eau – DRS année 1989, CIRAD (IRAT/ISRA/ORSTOM), Dakar, 42 p.
- PETRECHUK O.P. et SELEZNEVA E.S. (1970) – Chemical composition of precipitation in regions of the Soviet Union. *J. Geophys. Res.*, 75, 18, p. 3629–3634.
- PIEST R.F., BRADFORD J.M. et SPOMER R.G. (1975) – Mechanisms of erosion and sediment movement from gullies. In "Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources", U.S. Dep. of Agriculture, Agr. Res. Serv. Publ., ARS-S-40, p. 162–176.
- PINTA M. et OLLAT C. (1961) – Recherches physico-chimiques des éléments traces dans les sols tropicaux, I - Etude de quelques sols du Dahomey. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 25, p. 14–23.
- PION J.C. (1989) – Communication orale, CGS/CNRS, Géologie, Univ. Strasbourg.

- PIPER J.D. (1976) – Paleomagnetic evidence for a Proterozoic super-continent. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A., GBR, 280, p. 469–490.
- POUQUET J. (1955) – Aspects morphologiques du Fouta Djallon, régions de Kindia et de Labé (Guinée française, AOF), caractères alarmants des phénomènes d'érosion des sols déclenchés par les activités humaines. *Rev. Géogr. Alp.*, Grenoble, XLIV, 2, p. 231–245.
- PROBST J.L. (1983) – Hydrologie du bassin de la Garonne, modèle de mélanges, bilans de l'érosion, exportation des phosphates et des nitrates. Thèse 3e cycle, Univ. Toulouse II, 148 p.
- PROBST J.L. (1985) – Nitrogen and phosphorus exportation in the Garonne basin (France). *J. Hydrology*, 76, p. 281–305.
- PROBST J.L. (1986) – Dissolved and suspended matter transported by the Girou river (France) : mechanical and chemical erosion rates in a calcareous molasse basin. *Hydrol. Sci. J.*, 31, 1, p. 61–79.
- PROBST J.L. (1990) – Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 190 p. ; *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 94, (1992), sous presse.
- PROBST J.L. et BAZERBACHI A. (1986) – Transports en solution et en suspension par la Garonne supérieure. *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 39, 1, p. 79–98.
- PROBST J.L. et SIGHA N. (1989) – Estimation de l'écoulement superficiel et de sa charge en suspension sur quelques grands bassins fluviaux du monde. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 309, II, p. 357–363.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1987) – Long range streamflow and world continental runoff fluctuations since the beginning of this century. *J. Hydrology*, 94, p. 289–311.
- PROBST J.L. et TARDY Y. (1989) – Global runoff fluctuations during the last 80 years in relation to world temperature change. *Amer. J. Sci.*, 289, p. 267–285.
- PROSPERO J.M. (1979) – Mineral and sea-salt aerosol concentration in the various ocean regions. *J. Geophys. Res.*, 84, p. 725–731.
- PROSPERO J.M. (1985) – Records of past continental climates in deep-sea sediments. *Nature*, 315, p. 279–280.
- PROSPERO J.M., GLACCUM R.A. et NEES R.T. (1981) – Atmospheric transport of soil dust from Africa to south America. *Nature*, 289, p. 570–572.
- PROUST J.N. (1990) – Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires, exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 200 p. ; *Sci. Géol., Mém.*, Strasbourg, 92, (1992), 149 p.
- PYE K. (1989) – Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, 334 p.
- QUANTIN P. (1989) – Communication orale, ORSTOM, Bondy.
- QUANTIN P. et BOULEAU A. (1983) – Détermination des constituants minéraux amorphes et cryptocristallins d'andosols par l'analyse cinétique de leur dissolution par HCl et NaOH. *Sci. Sol, Bull. AFES*, 3–4, p. 217–234.
- REEDER S.W., HITCHON B. et LEVINSON A.A. (1972) – Hydrogeochemistry of the surface water of the Mackenzie river drainage basin, Canada, I - Factors controlling inorganic composition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, p. 825–865.
- REJO R.A. (1985) – Simulation des débits journaliers, recherche d'une méthode utilisant l'analyse de Fourier, application à l'Ipoka (Madagascar). Thèse Sci., Univ. Rennes I, 165 p.
- RIHAN K.A., BORYS R.D., SHAW G.E., SCHUTZ L. et JAENICKE R. (1979) – Long-range impact of desert aerosol on atmosphere chemistry : two examples. In "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", SCOPE Rep. n° 14, Ed. Morales, p. 243–266.
- ROBINSON A.R. (1977) – Relationship between erosion and sediment delivery. *Proc. Paris Symp., IAHS publ.*, 122, p. 159–167.
- ROBEQUAIN C. (1937) – A travers le Fouta Djallon. *Rev. Géogr. Alp.*, Grenoble, p. 545–580.
- ROCCI G. (1965) – Essai d'interprétation de mesures géochronologiques ; la structure de l'Ouest africain. *Sci. Terre*, 10, 3–4, p. 461–479.
- ROCHETTE C. (1974) – Le bassin du Sénégal, monographie hydrologique. *Monographies hydrologiques*, ORSTOM, Paris, 1, 325 p.
- RODIER J. (1964) – Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'Ouest du Congo. *Mém. ORSTOM*, Paris, 6, 137 p.

- ROOSE E. (1977) – Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest ; vingt années de mesures en petites parcelles expérimentales. *Trav. Doc. ORSTOM*, Paris, 78, 108 p.
- ROOSE E. (1980) – Dynamique actuelle de sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Thèse Sci., Géologie, Univ. Orléans, 587 p.
- ROOSE E. et SARRAILH J.M. (1989) – Erodibilité de quelques sols tropicaux, vingt années de mesure en parcelles d'érosion sous pluies naturelles. *Cah. ORSTOM, sér. Pédologie*, Paris, XXV, 1-2, p. 7-30.
- ROQUIN C., DANDJINO T., FREYSSINET P. et PION J.C. (1989) – The correlation between geochemical data and SPOT satellite imagery of lateritic terrain in southern Mali. *J. Geochemical Exploration*, 32, p. 149-168.
- ROQUIN C., FREYSSINET P., ZEEGERS H. et TARDY Y. (1990) – Element distribution patterns in laterites of southern Mali : consequence for geochemical prospecting and mineral exploration. *Applied Geochemistry*, 5, p. 303-315.
- ROSSI P., DEYNOUX M. et SIMON B. (1984) – Les formations glaciaires du Précambrien terminal et leur contexte stratigraphique (formations pré et post-glaciaires et dolérites du massif de Kaarta) dans le bassin de Taoudéni au Mali occidental (Afrique de l'Ouest). *Sci. Géol., Bull.*, Strasbourg, 37, p. 91-106.
- ROUGERIE G. (1960) – Le façonnement actuel des modelés en Côte d'Ivoire forestière. Thèse Lettres, Géographie, Univ. Paris ; *Mém. IFAN*, Sénégal, 58, 542 p.
- RUELLE P. et SENE M. (1987) – Bilan hydrique d'un micro-bassin versant (Sénégal). Programme Gestion des Ressources Naturelles, CIRAD (IRAT/ISRA/ORSTOM), ISRA Kaolack, 20 p.
- SABATON C. (1983) – Analyse statistique des relations liant les paramètres de qualité d'eau et le débit du Rhin en huit stations de 1959 à 1974. Proc. Hamburg Symp., *IAHS publ.*, 141, p. 109-119.
- SAMUEL J. et ROUAULT R. (1983) – Les méthodes d'analyses des matériaux géologiques pratiquées au laboratoire d'analyses spectrochimiques. Notes techniques, Inst. Géologie, Univ. Strasbourg, 16, 46 p.
- SAS Institute Inc. (1985) – User's Guide, version 5 edition. Cary, NC, USA, 738 p.
- SAUTTER G. (1944) – Le Fouta Djallon. *Bull. Soc. languedocienne Géogr.*, XV, p. 3-76.
- SAVENKO V.S. (1976) – The chemical composition of precipitation over the oceans. *Geochem. Int.*, 13, 6, p. 181-184.
- SAVOIE D.L. et PROSPERO J.M. (1976) – Saharan aerosol transport across the Atlantic ocean : characteristics of the input and the output. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 57, p. 145.
- SCHOELLER H. (1962) – Les eaux souterraines. Ed. Masson, Paris.
- SCHÜTZ L. (1979) – Saharan dust transport over the north Atlantic ocean, model calculations and measurements. In "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, p. 267-277.
- SCHÜTZ L. (1980) – Long-range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. *Ann. N.Y. Acad. Sci.*, 338, p. 515-532.
- SEGALEN P. (1968) – Note sur une détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Paris, VI, p. 105-126.
- SHOLKOVITZ E.R. (1976) – Flocculation of dissolved organic matter during the mixing of river water and sea water. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40, p. 831-846.
- SIMON B. (1979) – Essai de synthèse sur les formations sédimentaires de la partie occidentale du Mali. Rapport Lab. Geol. Dyn., Univ. Marseille, 133 p.
- SIMON B., DEYNOUX M., KEITA M., MARCHAND J., ROSSI P. et TROMPETTE R. (1979) – Le Précambrien supérieur et la base du Paléozoïque de la partie SW du bassin de Taoudéni. XXe Coll. Géol. Africaine, Montpellier, p. 108-109.
- SIRCOULON J. (1976) – Les données hydropluviométriques de la sécheresse récente en Afrique intertropicale ; comparaison avec les sécheresses "1913" et "1940". *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, Paris, XIII, p. 75-174.
- SIRCOULON J. (1985) – La sécheresse en Afrique de l'Ouest, comparaison des années 1982-1984 avec les années 1972-1973. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, Paris, XXIII, p. 75-86.
- SOW A. (1984) – Pluie et écoulement fluvial dans le bassin du fleuve Sénégal. Thèse 3e cycle, Géographie, Univ. Nancy II, 435 p.
- STALLARD R.F. et EDMOND J.M. (1981) – Geochemistry of the Amazon. 1. Precipitation chemistry and the marine contribution to the dissolved load at the time of peak discharge. *J. Geophys. Res.*, 86, C10, p. 9844-9858.

- STEEN B. (1979 a) – A possible method for the sampling of Saharan dust. In “Saharan dust : mobilization, transport, deposition”, SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, p. 279–286.
- STEEN B. (1979 b) – Techniques for measuring dry deposition, summary of WMO expert meeting on dry deposition, April 18–22, 1977, Gothenburg. In “Saharan dust : mobilization, transport, deposition”, SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, p. 287–289.
- SUTCLIFFE J.V. et PIPER B.S. (1986) – Bilan hydrologique en Guinée et Togo–Bénin. *Hydrol. Continent.*, ORSTOM, Paris, I, 1, p. 51–61.
- TANRÉ D., DESCHAMPS P.Y., DEVAUX C. et HERMAN M. (1988 a) – Estimation of saharan aerosol optical thickness from blurring effects in Thematic Mapper Data. *J. Geophys. Res.*, 93, 12, p.15955–15964.
- TANRÉ D., DEVAUX C., HERMAN M., SANTER R. et GAC J.Y. (1988 b) – Radiative properties of desert aerosols by optical ground based measurements at solar wavelengths. *J. Geophys. Res.*, 93, 11, p. 14223–14231.
- TARDY Y. (1967) – Etude géochimique des eaux d’une nappe d’arène en pays cristallin (Korhogo, Côte d’Ivoire). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 20, 4, p. 235–256.
- TARDY Y. (1969) – Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d’Europe et d’Afrique. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg ; *Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.*, Strasbourg, 31, 199 p.
- TARDY Y. (1986) – Le cycle de l’eau ; climats, paléoclimats et géochimie globale. Ed. Masson, Paris, 338 p.
- TARDY Y. (1987) – Une introduction à la géochimie globale. *Geochimica Brasiliensis*, Brésil, I, 1, p. 19–39.
- TARDY Y., BOCQUIER G., PAQUET II. et MILLOT G. (1973) – Formation of clay from granite and its distribution in relation to climate and topography. *Geoderma*, Amsterdam, 10, p. 271–284.
- THORNTON I. (1965) – Nutrient content of rainwater in the Gambia. *Nature*, 205, p. 1025.
- TOBIAS C. et MÉGIE C. (1981) – Les lithométéores au Tchad, premiers résultats concernant la nature, la composition et l’importance des aérosols transportés par voie atmosphérique dans la région de N’Djamena (Tchad). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Paris, XVIII, p. 71–81.
- TORCHINE N.S. (1976) – Carte géologique de la République de Guinée au 1/200 000 ; feuille D28 XXXV et Sud de la feuille D28 XXIX (Youkounkoun). Rapport multigr., Conakry, 165 p.
- TRAORÉ A.Z. (1985) – Géologie et hydrogéologie des plateaux mandingues (Mali), région de Koula-Nos-sombougou. Thèse 3e cycle, Géologie, Univ. Grenoble, 218 p.
- TRAVI Y., GAC J.Y. et SYLLA M. (1986) – Qualité chimique des eaux souterraines du Mali. *Bull. Liaison Com. Interafr. Etudes Hydraul.*, IIVO, 66, p. 13–26.
- TRAVI Y., GAC J.Y., FONTES J.C. et FRITZ B. (1987) – Reconnaissance chimique et isotopique des eaux de pluie au Sénégal. *Géodynamique*, ORSTOM, Paris, 2, p. 1–11.
- TRICART J. (1956) – Dégénération du milieu naturel et problèmes d’aménagement au Fouta Djallon. *Rev. Géogr. alp.*, Grenoble, 1, p. 7–36.
- TROMPETTE R. (1973) – Le Précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l’Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni–Afrique de l’Ouest) : un exemple de sédimentation de craton, étude stratigraphique et sédimentologique. *Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille*, B7, 702 p.
- TSOAR II. et PYE K. (1987) – Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology*, 34, p. 139–153.
- UEMATSU M., DUCE R.A., PROSPERO J.M., CHEN L., MERRILL J.T. et McDONALD R.L. (1983) – Transport of mineral aerosol from Asia over the north Pacific ocean. *J. Geophys. Res.*, 88, p. 5343–5352.
- VAN ES F.W.J. et BARRETO P.S. (1962) – Etude pédologique des hauts plateaux du Fouta-Djallon. Mission CCTA/FAMA, Rapport Ministère Economie Rurale de Guinée, Conakry ; ORSTOM, Dakar, 89 p. multigr.
- VILLENEUVE M. (1984) – Etude géologique de la bordure SW du craton Ouest Africain : la suture pan-africaine et l’évolution des bassins sédimentaires protérozoïques et paléozoïques de la marge NW du continent de Gondwana. Thèse Sci., Géologie, Univ. Marseille, 552 p.
- VILLENEUVE M. (1988) – Evolution géologique comparée du bassin de Taoudéni et de la chaîne des Mauritanides en Afrique de l’Ouest. *C.R. Acad. Sci., Paris*, 307, II, p. 663–668.
- VILLENEUVE M. (1989) – The geology of the Madina-Kouta basin (Guinea–Senegal) and its significance for the geodynamic evolution of the western part of the West African craton during the upper Proterozoic period. *Precambrian Research*, 44, p. 305–322.

- VILLENEUVE M. et DALLMEYER R.D. (1987) – Geodynamic evolution of the Mauritanide, Bassaride and Rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research*, 37, p. 19–28.
- VOGT J. (1959) – Aspect de l'évolution morphologique récente de l'Ouest Africain. *Ann. Géogr.*, Fr., 367, p. 193–206.
- WACKERMANN J.M. (1975) – L'altération des massifs cristallins basiques en zone tropicale semi-humide, étude minéralogique et géochimique des arènes du Sénégal oriental, conséquences pour la cartographie et la prospection. Thèse Sci., Géologie, Univ. Strasbourg, 373 p.
- WALLING D.E. (1977) – Limitations of the rating curve technique for estimating suspended sediment loads. *Proc. Paris Symp., IAHS publ.*, 122, p. 34–48.
- WALLING D.E. et WEBB B.W. (1981) – The reliability of suspended sediment load data. *Proc. Florence Symp., IAHS publ.*, 133, p. 177–194.
- WHITE W.R. (1982) – Studies and reports in hydrology, sedimentation problems in river basin. *UNESCO publ.*, 35, 152 p.
- WINDOM H.L. (1969) – Atmospheric dust records in permanent snowfields : implications to marine sedimentation. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 80, p. 761–782.
- WOLLAST R. et MACKENZIE F.T. (1983) – The global cycle of silica. In "Silicon geochemistry and biogeochemistry", S.R. Aston (Ed.), Academic Press, London, p. 39–76.
- YAALON D.H. et GANOR E. (1979) – East mediterranean trajectories of dust-carrying storms from the Sahara and Sinai. In "Saharan dust : mobilization, transport, deposition", SCOPE Rep. n°14, Ed. Morales, p. 187–193.
- YURTSEVER Y. et GAT J.R. (1981) – Deuterium and oxygen 18 in precipitation. In "Deuterium and oxygen 18 in the water cycle", Technical Reports Series, AIEA, Vienne, n°210.
- ZILIOLI E. et BRIVIO P.A. (1986) – Détection des indicateurs hydrologiques pour la prévision des disponibilités en eau de crue dans les bassins versants des fleuves Niger et Sénégal, rapport final d'activité. Action thématique italienne, projet 958(83), TEL-1 CEE-DG VIII, Milan, 107 p.

Liste des figures

1	Carte de situation de la zone étudiée et des stations permanentes de prélèvements d'eau . . .	6
2	Situation géographique du Fouta Djalou en Afrique occidentale	10
3	Carte hypsométrique du Fouta Djalou	10
4	Limites hydrographiques du Fouta Djalou	11
5	Carte de situation générale de la dorsale guinéenne	12
6	Paysages végétaux du Fouta Djalou	14
7	Zone étudiée et trajets parcourus	15
8	Le bassin versant amont du Sénégal (hypsométrie, cadre structural et réseau hydrographique principal)	17
9	Le bassin versant amont de la Gambie (hypsométrie et réseau hydrographique principal) . .	20
10	Le bassin versant amont du Niger (hypsométrie et réseau hydrographique principal)	21
11	Carte géologique schématique de l'Ouest africain	28
12	Esquisse géologique du Fouta Djalou et des bassins versants supérieurs du Sénégal et du Niger	30
13	Esquisse lithologique du Fouta Djalou et des bassins versants supérieurs du Sénégal et du Niger	36
14	Croquis de situation des ensembles lithologiques du Fouta Djalou	37
15	Esquisse pédologique du Fouta Djalou, des bassins versants supérieurs du Sénégal et du Niger	42
16	Isohyètes interannuelles du Fouta Djalou et des bassins supérieurs du Sénégal et du Niger pour la période 1951–1980	48
17	Evolution interannuelle de la pluviosité de 1951 à 1986	51
18	Caractéristiques de la pluviosité de quelques stations des bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger depuis l'origine des observations	52
19	Isohyètes interannuelles du Fouta Djalou et des bassins supérieurs du Sénégal et du Niger pour la période 1979–1986	53
20	Evolution mensuelle de la pluviosité de quelques stations des bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger pour les périodes 1951–1980 et 1979–1986	55
21	Variabilité mensuelle spatiale de la pluviosité	56
22	Variation de l'insolation mensuelle sur les bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger	59
23	Evolution mensuelle de la température	61

24	Hydrogrammes de crue types du fleuve Sénégal à Bakel	66
25	Hydrogrammes de crue de 1979 à 1987 du fleuve Sénégal à Bakel	69
26	Répartition des écoulements dans le bassin versant supérieur du Sénégal et modules annuels de 1979 à 1987	71
27	Hydrogramme de crue du Niger à Tiguibéry (Siguiri) en 1987	72
28	Hydrogrammes des crues 1986/87 et 1987/88 de la Gambie à Kédougou	76
29	Répartition des écoulements de surface dans le Fouta Djallon	79
30	Faciès géochimique des pluies en domaine continental sahélo-soudano-guinéen d'Afrique occidentale	87
31	Localisation des stations d'étude des apports atmosphériques	87
32	Schéma de circulation des poussières atmosphériques en Afrique occidentale	88
33	Localisation des zones-sources principales de poussières sahariennes	89
34	Schéma du capteur pyramidal	90
35	Evolutions journalières comparées du dépôt de poussières atmosphériques mesuré par le capteur pyramidal et de la concentration en poussières par un dispositif aspirant classique	91
36	Evolutions journalières comparées des dépôts de poussières atmosphériques à Dakar et à Mbour enregistrés par le capteur pyramidal en saison des pluies et saison sèche	92
37	Comparaison des dépôts de poussières atmosphériques entre Ngnith et Dakar en 1988	95
38	Qualité chimique des apports atmosphériques dissous et particuliers en domaine continental sahélo-soudano-guinéen d'Afrique occidentale	98
39	Bilan chimique des apports atmosphériques dissous et particuliers sur le bassin versant amont du Sénégal et sur le Fouta Djallon	99
40	Analyse en composantes principales des eaux du Sénégal à Bakel de 1979 à 1988	105
41	Diagramme de Piper sur les eaux des fleuves étudiés	106
42	Evolution du COP en fonction des MES dans les bassins versants du Sénégal, du Niger et de la Gambie	114
43	Comparaison de l'évolution du COP en fonction des MES dans les bassins versants du Sénégal, du Niger et de la Gambie avec la moyenne mondiale	114
44	Reconstitution de la minéralogie des MES du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira, de la Gambie à Kédougou et du Milo à Kankan	117
45	Reconstitution de la minéralogie des alluvions et des MES du Sénégal à Bakel au cours de la crue	118
46	Variation annuelle des concentrations journalières des espèces dissoutes du fleuve Sénégal à Bakel au cours de l'année 1981	119
47	Relations débit-concentration des différentes espèces chimiques dissoutes des eaux du fleuve Sénégal à Bakel	120
48	Estimation des teneurs en potassium des eaux du fleuve Sénégal à Bakel en fonction du débit journalier	121
49	Evolution journalière des MES du fleuve Sénégal à Bakel de 1979 à 1988	123
50	Estimation des MES du fleuve Sénégal à Bakel à partir du potassium et de la silice dissoute	124

51	Evolution des flux annuels de matières solides et dissoutes du fleuve Sénégal à Bakel de 1979 à 1987	126
52	Estimation des flux annuels de matières dissoutes exportées en fonction du débit annuel du fleuve Sénégal à Bakel	126
53	Variations mensuelles des tonnages dissous exportés et de la charge totale dissoute des fleuves étudiés lors d'une année moyenne	127
54	Evolution de la concentration des éléments en solution en fonction de la minéralisation totale des bassins versants étudiés	129
55	Evolution de la charge en suspension et des débits de la Gambie à Kédougou en 1974, 1986 et 1987	130
56	Variations journalières des concentrations en MES en fonction des débits du Sénégal au bief de Bakel	133
57	Evolution des tonnages en suspension cumulés en fonction des volumes d'eau écoulés cumulés	134
58	Périodogramme des fluctuations interannuelles des débits moyens mensuels du fleuve Sénégal	135
59	Découpage par analyse spectrale de Fourier des hydrogrammes de crue du fleuve Sénégal de 1979 à 1986 et coefficient annuel de ruissellement superficiel	136
60	Contribution saisonnière des différents écoulements à l'exutoire du bassin amont du Sénégal en année moyenne	138
61	Position moyenne des eaux du Fouta Djalou dans les diagrammes de stabilité des minéraux silicatés	146
62	Répartition des exportations de matières dissoutes et particulaires hors du Fouta Djalou	149
63	Importance relative des exportations de matières dissoutes et particulaires hors du Fouta Djalou	149
64	Importance relative des apports atmosphériques particuliers sur le Fouta Djalou et des flux de matières en suspension exportés par les fleuves et rivières qui drainent ce massif	150
65	Bilan actuel de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur l'ensemble du Fouta Djalou	152
66	Relation entre la lame d'eau écoulee et la lame d'eau précipitée sur l'ensemble du Fouta Djalou	153
67	Apports des différentes formations lithologiques à l'écoulement de surface du Fouta Djalou	153
68	Origine de la charge dissoute totale due à l'altération chimique dans les eaux drainant le Fouta Djalou	155
69	Bilan géochimique du Fouta Djalou	156
70	Ecart annuel à la moyenne du débit et de la température de l'air	159
71	Evolution de trois paramètres hydroclimatiques du bassin versant du Sénégal à Bakel de 1979 à 1986	160
72	Evolution interannuelle des paramètres hydroclimatiques du bassin versant du Sénégal de 1979 à 1986	162
73	Répartition des années étudiées selon les quatre modes climatiques au sens de TARDY	163
74	Evolution interannuelle de la température de l'air de la saison sèche et de la saison humide	168
75	Schéma de découpage de l'année hydroclimatique en trois périodes	169

76	Evolution des concentrations en bicarbonates des eaux du fleuve Sénégal à Bakel en fonction du débit et par classe de température, lors des années H-F	171
77	Respiration géochimique du bassin versant du Sénégal à Bakel de 1979 à 1986	171

Liste des tableaux

1	Caractéristiques morphométriques du bassin versant amont du Sénégal à Bakel	18
2	Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Sénégal en amont de Bakel	18
3	Caractéristiques morphométriques du bassin versant amont de la Gambie	20
4	Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Niger en amont de Siguiri	22
5	Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Tominé en amont de Gaoual	23
6	Caractéristiques principales du réseau hydrographique du fleuve Konkouré en amont de Konkouré	24
7	Unités lithologiques de la zone d'étude	35
8	Répartition des classes lithologiques par bassin versant	37
9	Composition chimique des classes lithologiques	38
10	Composition chimique de la roche moyenne par bassin versant	39
11	Pluviosité annuelle et écart à la moyenne à Bakel, Kédougou, Labé, Dabola, Siguiri et Kankan	50
12	Moyennes pluviométriques mensuelles des stations références pour la période 1979–1986 . .	54
13	Lame d'eau moyenne précipitée par bassin versant	57
14	Répartition des pluies sur le Fouta Djallon par bassin versant	58
15	Températures moyennes de diverses stations des bassins versants amont du Sénégal, du Niger, de la Gambie, du Konkouré et de la Tominé	60
16	Caractéristiques mensuelles de la température sur les bassins supérieurs du Sénégal, de la Gambie et du Niger	61
17	Evaporation Piche et évapotranspiration potentielle	62
18	Bilan hydrique par domaine climatique	63
19	Débits moyens mensuels et annuels à Bakel de 1903 à 1988	67
20	Débits moyens mensuels interannuels à Bakel	67
21	Modules spécifiques en différents sites du bassin amont du Sénégal (1903–1964)	70
22	Débits moyens annuels de 1979 à 1987 en différentes stations du bassin versant supérieur du Sénégal	70
23	Débits moyens mensuels mesurés à Tiguibéry (1953–1978 et 1987)	72

24	Débits moyens mensuels corrigés de stations du bassin versant supérieur du Niger (1950–1980)	73
25	Débits moyens mensuels corrigés des principales stations du bassin versant supérieur du Niger en 1987	74
26	Débits moyens annuels de la Gambie à Kédougou de 1903 à 1988	75
27	Modules spécifiques en différents sites du bassin versant supérieur de la Gambie	76
28	Débits moyens mensuels aux exutoires du Fouta Djallon estimés sur la période 1979–1987 . .	77
29	Bilans hydrologiques du Fouta Djallon sur la période 1979–1987	79
30	Bilans hydrologiques du Sénégal et du Niger sur la période 1979–1987	79
31	Composition chimique mensuelle des pluies Bakel en 1983 et à Kédougou en 1987	83
32	Rapports mensuels X_i/Cl des éléments chimiques majeurs X_i des eaux de pluie collectées à Bakel et Kédougou	85
33	Composition chimique moyenne des pluies en différentes stations continentales d'Afrique de l'Ouest	86
34	Dépôts moyens mensuels et annuels de poussières atmosphériques à Dakar, Mbour, Ngnith, Kédougou et Pété	93
35	Géochimie des poussières atmosphériques collectées en Afrique occidentale	96
36	Composition chimique moyenne des apports atmosphériques en domaines sahélien, soudanien et guinéen	98
37	Moyenne arithmétique des analyses chimiques effectuées sur les eaux des fleuves étudiés . .	103
38	Granulométrie des matières en suspension du Sénégal à Bakel durant les crues 81/82, 82/83, 83/84 et 85/86	108
39	Granulométrie moyenne des matières en suspension du Sénégal à Bakel et comparaison avec d'autres fleuves ouest-africains	108
40	Comparaison des compositions chimiques des MES de quelques cours d'eau africains et de la moyenne mondiale	110
41	Composition chimique des alluvions et des MES du fleuve Sénégal à Bakel	111
42	Composition chimique en Terres Rares des MES du Sénégal à Bakel, de la Falémé à Kidira et du Milo à Kankan	113
43	Analyse minéralogique par diffractométrie RX des alluvions et des MES du fleuve Sénégal à Bakel, de la Falémé et du Milo	115
44	Reconstitution minéralogique des alluvions et des MES du fleuve Sénégal à Bakel, de la Falémé, du Milo et de la Gambie à Kédougou	117
45	Relations débit–concentration des variables de qualité des eaux du fleuve Sénégal à Bakel .	121
46	Méthodes de calcul des flux de matières	125
47	Flux dissous et particuliers du Sénégal à Bakel de 1979 à 1987	126
48	Concentrations moyennes interannuelles des eaux du Sénégal à Bakel	127
49	Tonnages moyens annuels exportés par les eaux fluviales	128
50	Concentrations moyennes annuelles des eaux fluviales	128
51	Erosion mécanique spécifique et altération chimique spécifique du Sénégal à Bakel	131
52	Flux annuels spécifiques de matières exportés, altération chimique spécifique et érosion mécanique spécifique	131

53	Coefficient annuel de ruissellement superficiel et charge en suspension annuelle du ruissellement superficiel	137
54	Estimation des variations saisonnières de la contribution minimale des eaux de nappe à l'écoulement total à partir de la charge dissoute des eaux de surface et des eaux de nappe .	138
55	Composition chimique moyenne des eaux de sources, de ruisseaux, de rivières et de fleuves du Fouta Djalou	142
56	Composition chimique moyenne des eaux des bassins versants constitutifs du Fouta Djalou avant et après la saison des pluies	143
57	Composition chimique moyenne des eaux sortant du Fouta Djalou	144
58	Flux dissous et particuliers dans les bassins versants qui drainent le Fouta Djalou et flux spécifiques correspondants	148
59	Bilan massique des apports atmosphériques dissous et des flux dissous exportés hors du Fouta Djalou	151
60	Contributions respectives des différentes formations lithologiques à l'écoulement de surface du Fouta Djalou	153
61	Compositions chimiques moyennes des eaux d'altération drainant les principaux types de roches du Fouta Djalou	154
62	Comparaison des deux méthodes de calcul des flux dissous provenant de l'altération	154
63	Altération des principaux types de roches du Fouta Djalou	155
64	Importance relative de l'ablation et de l'approfondissement des sols par classe lithologique sur l'ensemble du Fouta Djalou	155
65	Moyennes annuelles des paramètres hydroclimatiques du bassin du Sénégal à Bakel	159
66	Coefficients de corrélation de Pearson sur les moyennes annuelles des facteurs hydroclimatiques	162
67	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques	163
68	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques par année	164
69	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques par mode climatique	165
70	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques par saison hydrologique	165
71	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs mensuelles des facteurs hydroclimatiques	166
72	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs mensuelles des facteurs hydroclimatiques par mode climatique	166
73	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs saisonnières des facteurs hydroclimatiques	167
74	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs saisonnières des facteurs hydroclimatiques par mode climatique	167
75	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs saisonnières des facteurs hydroclimatiques de saison humide avec ceux de saison sèche	167
76	Coefficients de corrélation de Pearson sur les valeurs journalières des facteurs hydroclimatiques selon les périodes hydroclimatiques de l'année	168

77	Coefficients de corrélation de Pearson entre les valeurs journalières des concentrations en bicarbonates et les paramètres hydroclimatiques	170
78	Coefficients de corrélation de Pearson entre les valeurs journalières des concentrations en bicarbonates et les paramètres hydroclimatiques selon les modes climatiques	170
79	Moyennes annuelles des flux de bicarbonates, de leur concentration dans les eaux du fleuve Sénégal à Bakel et des flux de CO ₂ consommés par altération	172

SCIENCES GÉOLOGIQUES

BULLETIN ET MÉMOIRES

Directeur de la Publication : Bertrand FRITZ
Editeur : Institut de Géologie, Université Louis Pasteur de Strasbourg
et Centre de Géochimie de la Surface (CNRS)

DERNIERS MÉMOIRES PARUS

- N° 70 — **Vigier G.** (1983) — Contribution à l'analyse du comportement des roches et des bancs en conditions minières. Le cas des formations salifères.
- N° 71, 72, 73 — **Nahon D. et Noack Y.** (1983) — Colloque international CNRS, Paris, 4-7 juillet 1983. Pétrologie des altérations et des sols. Volume I (n° 71) : Pétrologie expérimentale. Volume II (n° 72) : Pétrologie des séquences naturelles. Volume III (n° 73) : Pédologie – Pétrologie appliquée aux substances utiles (ore deposits).
- N° 74 — **Decarreau A.** (1983) — Etude expérimentale de la cristallogenèse des smectites. Mesures des coefficients de partage smectite trioctaédrique – solution aqueuse pour les métaux M^{2+} de la première série de transition.
- N° 75 — **Schaaf A.** (1984) — Les Radiolaires du Crétacé inférieur et moyen : biologie et systématique.
- N° 76 — **Gueddari M.** (1984) — Géochimie et thermodynamique des évaporites continentales. Etude du Lac Natron en Tanzanie et du Chott el Jerid en Tunisie.
- N° 77 — **Lucas J. et Prévôt L.** (1985) — Phosphorites. Sixth international field-workshop and seminar on phosphorites. I.G.C.P. 156, oct.-nov. 1983.
- N° 78 — **Gauthier-Lafaye F.** (1986) — Les gisements d'uranium du Gabon et les réacteurs d'Oklo. Modèle métallogénique de gîtes à fortes teneurs du Protérozoïque inférieur.
- N° 79 — **Vallès V.** (1987) — Modélisation des transferts d'eau et de sels dans un sol argileux. Application au calcul des doses d'irrigation.
- N° 80 — **Kam M.** (1988) — Simulation physico-chimique de l'évolution hydrothermale des milieux poreux ou fissurés.
- N° 81 — **Trolard F.** (1988) — Physico-chimie des cuirasses latéritiques. Domaines de stabilité des oxydes et hydroxydes de fer et d'aluminium.
- N° 82 — **Duplay J.** (1989) — Géochimie des argiles et géothermométrie des populations minérales de particules.
- N° 83 et 84 — **Gélard J.P. et Beauchamp J.** (éd.) (1989) — Colloque franco-marocain de Géologie, Strasbourg, 24-26 mai 1989. Volume I : Cycles précambriens et cycle hercynien. Cycle alpin (début). Volume II : Cycle alpin (fin). Quaternaire.
- N° 85 à 89 — **Farmer V.C. and Tardy Y.** (éd.) (1990) — Proceedings of the 9th International Clay Conference, Strasbourg, 1989. Volume I (n° 85) : Clay-organic interactions. Clay minerals in soils. Volume II (n° 86) : Surface chemistry. Structure and mixed layering of clays. Volume III (n° 87) : Geochemistry of clays. Nuclear waste disposal. Volume IV (n° 88) : Clays in sediments. Diagenesis and hydrothermalism. Volume V (n° 89) : Industrial applications of clays. Analytical techniques and teaching of clay mineralogy.
- N° 90 — **Mertz J.D.** (1991) — Rôle des structures de porosité dans des propriétés de transport. Application aux grès du Buntsandstein et du Brent (Alwyn, Mer du Nord).
- N° 91 — **Benedetti M.** (1991) — Géochimie de l'or : mécanismes de transport et de dépôt.
- N° 92 — **Proust J.N.** (1992) — Expression sédimentologique et modélisation des fluctuations glaciaires. Exemple des dépôts du Protérozoïque terminal au Mali occidental.
- N° 93 — **Orange D.** (1992) — Hydroclimatologie du Fouta Djallon et dynamique actuelle d'un vieux paysage latéritique (Afrique de l'Ouest).

Editions de l'Institut de Géologie
1, rue Blessig, 67084 STRASBOURG Cedex (France)

Dépôt légal :
1^e semestre 1993

