



HAL
open science

**Variabilité pluviométrique et dynamique
hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe
fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de
l'Ouest)**

Ernest Amoussou

► **To cite this version:**

Ernest Amoussou. Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest). Climatologie. Université de Bourgogne, 2010. Français. NNT: . tel-00493898v1

HAL Id: tel-00493898

<https://theses.hal.science/tel-00493898v1>

Submitted on 21 Jun 2010 (v1), last revised 24 Jan 2011 (v2)

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



Université de Bourgogne
Centre de Recherches de Climatologie (CRC)
CNRS – UMR 5210

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Bourgogne
(Arrêté ministériel du 30 mars 1992)

Discipline : Géographie- Spécialité : Géographie physique appliquée

Par

Ernest AMOUSSOU

Le 11 mai 2010

**Variabilité pluviométrique et dynamique
hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe
fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de
l'Ouest)**

Directeur de Thèse

Professeur Jocelyne PÉRARD

Co-Directeur deThèse

Professeur Pierre CAMBERLIN

Jury :

M. Michel BOKO, *Professeur Titulaire (CAMES),*

M. Gil MAHÉ, *Directeur de Recherches IRD,*

M. Philippe AMIOTTE SUCHET, *Maître de Conférences, HDR,*

M. Lucien Marc OYÉDÉ, *Maître de Conférences (CAMES),*

M. Pierre CAMBERLIN, *Professeur,*

Mme. Jocelyne PÉRARD, *Professeur Emérite,*

Rapporteur

Président, Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Examineur



Université de Bourgogne
Centre de Recherches de Climatologie (CRC)
CNRS – UMR 5210

THESE

Présentée pour l'obtention du titre de
Docteur de l'Université de Bourgogne
(Arrêté ministériel du 30 mars 1992)

Discipline : Géographie- Spécialité : Géographie physique appliquée

Par

Ernest AMOUSSOU

Le 11 mai 2010

**Variabilité pluviométrique et dynamique
hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe
fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de
l'Ouest)**

Directeur de Thèse

Professeur Jocelyne PÉRARD

Co-Directeur de Thèse

Professeur Pierre CAMBERLIN

Jury :

M. Michel BOKO, *Professeur Titulaire (CAMES),*

M. Gil MAHÉ, *Directeur de Recherches IRD,*

M. Philippe AMIOTTE SUCHET, *Maître de Conférences, HDR,*

M. Lucien Marc OYÉDÉ, *Maître de Conférences (CAMES),*

M. Pierre CAMBERLIN, *Professeur,*

Mme. Jocelyne PÉRARD, *Professeur Emérite,*

Rapporteur

Président, Rapporteur

Examineur

Examineur

Examineur

Examineur

« L'Université n'entend donner aucune approbation ou improbation aux opinions émises dans les thèses. Ces opinions doivent être considérées comme propres à leurs auteurs »

« L'eau est le moteur de la vie mais elle sait aussi détruire, ravager, inonder. Elle suscite une prise de conscience de la nécessité de préserver ce bien précieux. Ainsi pour l'utiliser plus efficacement et la protéger, il faut mieux la connaître ».

Laurent Touchart

A
Erielle Sheffer et Arthur Jégnel

Avant-propos et remerciements

Les recherches dont les résultats sont présentés dans cette thèse intitulée « Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo (Afrique de l'Ouest) » ont été réalisées dans le cadre de la convention qui lie le Laboratoire Pierre Pagny (LACEEDE) de l'Université d'Abomey-Calavi (Bénin), ex- Laboratoire d'Etude des Climats, des Ressources en Eau et de la Dynamique des Ecosystèmes (LECREDE) et le Centre de Recherches de Climatologie (CRC) de Dijon de l'Université de Bourgogne (France), avec le soutien du Ministère des Affaires Etrangères Français (MAEF). L'objectif de cette étude est de caractériser la variabilité pluvio-hydrologique et la dynamique sédimentaire du bassin Mono-Ahémé-Couffo, au regard de la dynamique environnementale passée et récente.

Mener à bien un travail de thèse nécessite à la base la confiance de plusieurs personnes et l'inscription dans un réseau de relations tissées durant les années de recherches. Ainsi, ce remerciement n'est pas seulement une nécessité, c'est un devoir vis-à-vis de l'ensemble des personnes que nous avons eu le privilège de côtoyer durant ces trois années de thèse, devoir que nous exécutons avec un très grand plaisir.

Nous sommes particulièrement sensible à l'honneur que nous a fait Madame le Professeur Jocelyne PÉRARD, notre Directrice de thèse, en nous acceptant au Centre de Recherches de Climatologie (CRC) de l'Université de Bourgogne. Elle nous a permis de trouver les moyens et l'environnement indispensables à nos recherches. Nous avons pu bénéficier également de sa connaissance encyclopédique du Bénin, de son analyse critique, de sa riche expérience, de sa rigueur scientifique, de son soutien et de son optimisme infailible, qui ont été pour nous une source d'inspiration. Qu'elle reçoive nos sincères remerciements.

Monsieur le Professeur Pierre CAMBERLIN, Directeur Adjoint du Centre de Recherches de Climatologie (CRC) de l'Université de Bourgogne, nous vous exprimons notre sincère reconnaissance pour avoir accepté de co-diriger cette thèse malgré vos multiples occupations. Votre encadrement permanent sans faille, votre modestie, votre investissement et vos remarques patientes ont toujours été pour nous très précieux et capitaux, et sans lesquels, le travail n'aurait pas connu une fin heureuse. Il nous a fait découvrir de nombreuses facettes de la recherche. Infiniment merci pour nous avoir donné également beaucoup de notions statistiques, qui restent pour nous des clés indispensables pour la recherche scientifique. Nous vous témoignons ici toute notre amicale sympathie.

Monsieur le Professeur Michel BOKO, Directeur du Laboratoire Pierre Pagny de l'Université d'Abomey-Calavi, a été plus qu'un père pour nous, à qui nous exprimons toute notre gratitude pour son oreille toujours attentive, son amour pour la recherche, ses observations et critiques, son suivi permanent. Nous le remercions pour ses conseils éclairés et pour avoir aiguisé notre sens de l'initiative. Son aide quotidienne a été capitale pour l'aboutissement de ce travail. Infiniment merci également pour nous avoir aidé à gérer nos stress et pour avoir accepté de faire partie du jury de soutenance de thèse, malgré ses occupations.

Que Monsieur le Professeur Bernard FONTAINE, Directeur du Centre de Recherches de Climatologie (CRC) et responsable de l'UMR 5210 du CNRS « Climatologie de l'Espace Tropical » trouve ici, toutes nos sincères reconnaissances en nous accueillant dans le Centre et en nous fournissant d'outils nécessaires pour la rédaction de cette thèse. Nous lui adressons ici nos plus vifs remerciements.

Nous tenons à remercier également le Professeur Lucien Marc OYEDE, pour avoir accepté de travailler avec nous depuis la maîtrise et nous avoir donné le goût de la recherche en

sédimentologie. Sédimentologue, il nous a encadré et conseillé durant tout ce travail. Nous lui adressons aussi nos profonds remerciements pour avoir accepté d'être examinateur de ces travaux. Merci également pour nous avoir permis de travailler en collaboration avec les membres du Département des Sciences de Terre (DST) de l'Université d'Abomey-Calavi, dont nous voulons nommer ici Messieurs Christophe KAKI, Maître-Assistant et Raoul LAÏBI, Doctorant chercheur, à qui nous sommes particulièrement reconnaissant.

Nous ne sommes pas en droit d'oublier la disponibilité et la passion que nous fait partager le Docteur Philippe AMIOTTE SUCHET, Maître de Conférences(HDR) du Laboratoire Biogéosciences de l'Université de Bourgogne, pour les analyses sédimentologiques de notre secteur d'étude. Nous tenons à lui exprimer toute notre profonde reconnaissance pour l'aide pertinente qu'il nous a apportée, surtout dans la rédaction du cinquième chapitre de notre thèse et pour avoir accepté de faire partie du jury de soutenance en qualité d'examineur.

Nous adressons nos vifs remerciements au Professeur Gil MAHÉ, Directeur de Recherches à l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Université de Montpellier 2, en poste actuellement à l'Université Mohammed 5-Agdad Rabat au Maroc, qui, malgré ses nombreuses missions à l'étranger, a trouvé le temps de lire attentivement le manuscrit de notre document et de participer à ce jury. Nous tenons à le remercier pour le soin apporté aux corrections avec tout le poids de sa compétence.

Le Professeur Adoté BLIVI, Directeur du Centre de Gestion Intégrée du Littoral et de l'Environnement (CGILE) du Togo, avec qui nous avons eu de nombreux échanges qui nous ont guidé dans nos travaux de recherches en sédimentologie. Il nous a permis également de travailler avec son équipe. Beaucoup d'analyses granulométriques ont été faites dans son laboratoire. Nous n'aurons pu rêver meilleur accueil, merci pour tout.

Nos remerciements s'adressent également à Madame Michèle DABLY, du Centre de Recherches de Climatologie (CRC) qui a la tâche ingrate de nous écouter. Infiniment merci aussi pour tout et en particulier pour avoir accepté de nous relire toute la thèse.

Ce travail a pu être réalisé dans les meilleures conditions grâce à l'aide précieuse des autres membres du Centre de Recherches de Climatologie. Nous voulons citer: Yves RICHARD, Pascal ROUCOU, Thierry CASTEL, Nathalie PHILIPPON, Malika MADELIN, Pascal OETLI, Benjamin POHL, Albin ULLMANN, Benjamin BOIS, Nadège MARTINY, Corinne QUINTAR, Etienne CASSAGNE, Romain MARTEAU, Viviane DJOUFACK, Wilson GITAU, Julien CRETAT, Cédric CUCCIA, Joseph BOYARD-MICHEAU, Julien WOLMER.

A toute l'équipe de l'Ecole doctorale E2S qui a assuré notre formation, nous disons infiniment merci.

Nous tenons à remercier la Mission de l'Ambassade de France au Bénin et, en particulier, Monsieur le Conseiller Culturel qui a soutenu financièrement notre travail, notre inscription et nos séjours à Dijon.

Un grand merci à tous les membres du laboratoire Pierre Pagney de l'Université d'Abomey-Calavi. Nous voulons nommer Christophe S. HOUSSOU, Constant HOUNDENOU, Fulgence AFOUDA, François TCHIBOZO, Expédit W. VISSIN, Euloge OGOUWALE, Placide CLEDJO, Ibouaïma YABI, Sidonie HEDIBLE, Léocadie ODOULAMI, Mama SANNI ISSA, Placide OKE, Henri Sourou TOTIN VODOUNON, Cyr Gervais ETENE, Gildas BOKO, Rafitou BAMISSO et Eugénie Edmonde KÈKÈ.

Notre chère épouse Judith Nadia EGUE-AMOUSSOU et nos enfants chéris Erielle Sheffer et Jefnel Arthur AMOUSSOU ont accepté tous les sacrifices et les désagréments que nous leur

avons imposés pendant toute la durée de cette thèse et par nos absences longues et répétées chaque année. Qu'ils reçoivent ici nos très profonds remerciements.

Que Messieurs Patrick A. EDORH, Marc ATEGBO, Noukpo AGOSSOU, Emile Didier FIOGBE, Alain RICHARD, Mohammadou MERAWA, Hyppolite D. AMOUZOUVI, Guillaume Edilbert SENA, Pascal AKPASSOUNON, Romain HOUESSOU, Guy AMOUSSOU, Jean LAWSON, Omer ZOUNON, Ibrahim Soulé ADAM, Jean-Pierre ABALLO, Joseph TOKOUNOUVISSO, Maxime DOSSOU et mesdames Françoise NICOLAS, Armelle APLOGAN, Marie-Cécile ADISSIN, Sylvie ADOÏTE, Odile GUÈDÈGBE, reçoivent nos sincères remerciements pour leur soutien moral.

Nous sommes, par ailleurs, très sensible au soutien de Marie-Odile BOKO-GALLISSOT, Marie-Paule GUYOT, Audrey SOLNON, Delphin et Florence HOUENOUVI, Seydou IMOROU, Cécile et Hyppolite AHONDEME, Moktar ADAMOU, Alexis HOUGNI, Pierre MANSARD, à qui nous disons infiniment merci.

Et merci aussi à Dominique SAMÉ, le piroguier du Centre régional de production agricole (CeRPA) de Ouidah, qui nous a permis de parcourir toute la basse vallée de notre secteur d'étude à plusieurs reprises.

Merci enfin à mes parents pour la confiance qu'ils nous ont toujours accordée, pour leurs encouragements et soutien de tous les instants.

A nos amis du Bénin et du Togo qui nous ont soutenu malgré la distance qui nous sépare, nous tenons à témoigner notre profonde gratitude.

Résumé

L'objectif de cette thèse est de mettre en évidence la relation climat/bilan hydrologique. Pour une meilleure analyse de la relation pluie/débit, une spatialisation pluviométrique est faite à partir de l'interpolation, en tenant compte de l'altitude et des coordonnées géographiques des stations. L'impact de la variabilité pluvio-hydrologique et de la dynamique des états de surface sur la sédimentation est aussi examiné.

La variabilité des écoulements et la dynamique sédimentaire dans le bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo pendant la période 1961-2000 dans un contexte de gestion intégrée des ressources en eau (GIRE) ont été analysées, en fonction des lames d'eau précipitées, des effets de lâchers d'eau du barrage de Nangbéto mis en service depuis septembre 1987, de la dynamique des états de surface et du substratum géologique (socle et grès) en place. L'approche combinée de l'utilisation des données météorologiques, hydrologiques, d'occupation du sol, sédimentologiques, associées aux études antérieures et aux observations de terrain, ont permis de développer des méthodes statistiques efficaces pour atteindre les objectifs fixés pour cette étude.

Les résultats montrent que les déficits pluviométriques des décennies 1970 et 1980 ont multiplié par 4 les déficits de l'écoulement, avec pour conséquence un déficit de la recharge. Mais, avec la légère reprise pluviométrique (3 %) de 1988 à 2000 par rapport à la sous-période 1965-1987, on assiste à un excédent d'écoulement de 0,1 % sur le Couffo et 37 % sur le Mono. Les effets du barrage de Nangbéto se traduisent par une augmentation de 97 % des débits d'étiage alors que les débits de crue ont connu une baisse de 3 %. Ceci montre le rôle joué par le barrage de Nangbéto sur le débit d'écoulement et l'atténuation des inondations et par conséquent une pérennisation de l'écoulement en aval du bassin. L'utilisation du modèle GR2M se révèle assez efficace à simuler les débits moyens malgré l'influence des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto.

En revanche les faibles coefficients d'écoulement et la faible corrélation entre écoulement et recharge, montrent que la précipitation ne constitue pas le seul paramètre expliquant le fonctionnement hydrologique du bassin, mais qu'interviennent aussi le substratum géologique et les états de surface. Ces derniers déterminent l'aptitude des sols à l'infiltration, au ruissellement et à l'érosion. De 1956 à 2000, on note une évolution régressive des formations végétales naturelles au profit des formations anthropiques, du fait des pratiques agricoles. Cette pression humaine a entraîné une diminution de plus de 60 % des formations de forêts et de savanes arborées, qui jouent un rôle modérateur sur l'écoulement, facilitent l'infiltration et ralentissent les apports solides vers les lits des cours d'eau. Leur dégradation entraînerait donc une augmentation de l'écoulement et de l'évaporation au détriment de l'infiltration, accélérant le déficit des réservoirs souterrains ainsi que l'érosion et donc la sédimentation.

À cet effet, la variation pluvio-hydrologique, associée à la dégradation actuelle des unités paysagiques, a contribué à l'augmentation des charges solides dans le bassin, dont les plus importantes parviennent au lit en période des hautes eaux, et occupent seulement 8 % de ce temps. Ces apports sont à la fois d'origine continentale et marine, dont les plus importants sont ceux drainés par les cours d'eau. Ils ont contribué à la réduction des superficies des plans d'eau de 4 % dans la basse vallée. Avec les apports du Mono avant la construction du barrage de Nangbéto, le système lagunaire se comble de $1,6 \text{ mm.an}^{-1}$ et pourrait engendrer, la destruction de la biocénose et donc la disparition des ressources halieutiques.

Mots-clés : Bénin, Togo, Complexe Mono-Ahémé-Couffo, variabilité pluvio-hydrologique, états de surface, érosion, sédimentation

Abstract

"Rainfall variability and hydro-sedimentary dynamics of the catchment of the complex river-lagoon Mono-Aheme-Couffo"(West Africa)

This thesis aims to highlight the relationship between climate and water balance process on the basin of the complex river-lagoon Mono-Aheme-Couffo. A better analysis rain/flow is made using rainfall spatialization from interpolation, taking into account altitude and geographical coordinates of hydrometeorological stations. Also, pluvio-hydrological variability and surface states dynamics impacts on sedimentation are examined.

Runoff variability and sediment dynamics in the watershed Mono-Aheme-Couffo over the period 1961-2000 in a context of integrated water resources management (IWRM) were analyzed according to the rainfall depths, effects of water releases from the Nangbeto dam operational since september 1987, the dynamic of surface state and geological bedrock (crystalline basement and sandstone). This approach combined the use of meteorological, hydrological, land use land cover, sedimentological data, associated with a previous studies and field observations data have enabled us to develop efficient statistical methods for achieving the objectives of this study.

The results show that rainfall deficits of the 1970s and 1980s have multiplied by 4 deficit of flow, due to recharge lack. But, slight high rainfall (3%) of 1988-2000 period compared to the sub-period 1965-1987, caused an excess flow of 0.1 % on Couffo basin and 37 % on Mono basin. Effects of the dam Nangbeto result in an increase of 97 % of low flows whereas rising flows fall of 3 %. This shows the role of the dam Nangbeto on stream flow and flood reduction and consequently perpetuation of the flow on the downstream of the basin. The GR2M model proves effective enough to simulate the average flows despite the influence of water releases from the dam Nangbeto.

In contrast, the low runoff coefficients and the low correlation between runoff and recharge, show that precipitation is not the only factor explaining the hydrological basin functioning, but also geological bedrock and surface conditions play also key role. These determine the suitability of soils for infiltration, runoff and erosion. From 1956 to 2000, there was a regressive evolution of natural forest land and increase of agriculture land. Human pressure on the catchments induce decrease of over 60 % of the forest and savannah land, which play a moderating role on the flow, make easier infiltration and reduce sediment transport towards the rivers beds. Natural vegetation degradation could only lead to runoff and evaporation increase, decrease of infiltration and groundwater shortage and so accelerated erosion and sedimentation process.

To this effect, pluvio-hydrological change linked to land use land cover change has contributed to increase of sediment transport which largest part reach the river bed during the period of high water hold only 8 % of this time. These solid charge contributions are both marine and continental origins; the most important are drained by rivers. They have contributed to the water bodies area reduction of 4 % in the lower valley. Mono sediment inputs before the dam Nangbeto drive the lagoon system closing of 1.6 mm/year and could cause the biocenose destruction and therefore disappearance of fish stocks.

Keywords: Benin, Togo, Mono-Aheme-Couffo Complex, rainfall and hydrological variability, states of surface, erosion, sedimentation.

Table des matières

AVANT-PROPOS ET REMERCIEMENTS	5
RESUME	9
ABSTRACT.....	10
TABLE DES MATIERES	11
Liste des photos.....	15
Liste des figures.....	16
Liste en annexe.....	20
INTRODUCTION GÉNÉRALE	21
CHAPITRE 1 : FONDEMENTS PHYSIQUES ET HUMAINS DU MILIEU D'ETUDE	27
INTRODUCTION	28
1.1. Présentation du complexe fluvio-lagunaire Mono-lac Ahémé-Couffo.....	28
1.2. Facteurs physiques du complexe	30
1.2.1. La structure et le relief du bassin	30
1.2.1.1. Le bassin sédimentaire côtier	31
1.2.1.2. Les unités internes des Dahoméyides	36
1.2.1.3. La chaîne de l'Atacora/monts du Togo.....	37
1.2.2. Le contexte climatique.....	38
1.2.2.1. L'évolution saisonnière des conditions atmosphériques à l'échelle du bassin-versant.....	39
1.2.2.2. Les régimes pluviométriques du complexe Mono-Ahémé-Couffo : typologie par classification hiérarchique ascendante	45
1.2.3. Le contexte hydrogéologique de l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo	49
1.2.4. Les caractéristiques hydrographiques et hydrologiques du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo	54
1.2.4.1. Les composantes du réseau hydrographique.....	54
1.2.4.2. Le fonctionnement hydrographique du système lagunaire	57
1.2.5. Les sols du bassin Mono-Ahémé-Couffo.....	59
1.2.5.1. Les sols modaux sur sables marins littoraux.....	61
1.2.5.2. Les vertisols ou les sols hydromorphes à gley.....	61
1.2.5.3. Les sols hydromorphes à pseudogley	61
1.2.5.4. Les sols ferrallitiques.....	62
1.2.5.5. Les sols ferrugineux tropicaux	63
1.2.5.6. Les lithosols du liseré montagneux et des inselbergs	64
1.2.6. Les formations végétales du complexe.....	64
1.3. Facteurs humains : un bassin-versant fortement anthropisé.....	66
1.3.1. Une population assez dense	66
1.3.2. Les perceptions socio-anthropologiques de l'évolution hydro-pluviométrique	67
1.3.2.1. La perception traditionnelle du temps et du climat.....	68
1.3.2.2. La perception des phénomènes hydrologiques dans le bassin	70
1.3.2.3. La gestion du complexe selon la tradition	71
1.3.3. Les activités économiques	72
1.3.3.1. L'agriculture : activité dominante mais aux formes diverses	72
1.3.3.2. La pêche : activité principale de la basse vallée	74
1.3.3.3. La saliculture : une activité traditionnelle rémunératrice, contrôlée par les femmes de la région côtière.....	76
1.3.3.4. Les autres activités ayant des impacts sur l'hydrosystème	77
1.3.4. L'aménagement du barrage de Nangbéto	78
CONCLUSION PARTIELLE	79
CHAPITRE 2 : CONCEPTS, DONNÉES ET MÉTHODES D'ÉTUDE.....	81
INTRODUCTION	82
2.1. Clarification des concepts	82
2.2. Sources, nature et qualité des données.....	85
2.2.1. Les données climatologiques	85
2.2.2. Les données hydrométriques	89
2.2.2.1. Les données sur le sous-bassin du Mono.....	90
2.2.2.2. Les données sur le sous-bassin du Couffo à Lanta (07°06'N et 01°51'E).....	91
2.2.3. Les données sur les états des unités paysagères.....	91
2.2.4. Les données sédimentologiques et hydrochimiques	92
2.2.4.1. Les paramètres physico-chimiques.....	92
2.2.4.2. Les données de bathymétrie	93
2.2.4.3. Les données d'épaisseur des sédiments issus du carottage.....	93
2.2.4.4. Les données de granulométrie	93
2.2.5. Les données démographiques et autres données humaines.....	94
2.3. Données provenant de mesures et enquêtes de terrain.....	94

2.3.1. Le dispositif expérimental de collecte des données hydro-sédimentaires	94
2.3.1.1. Les outils utilisés	94
2.3.1.2. Les données collectées et les techniques de prélèvements	94
2.3.2. Les enquêtes de terrain	98
2.4. Méthodes d'étude.....	98
2.4.1. Le pré-traitement des données hydroclimatiques.....	99
2.4.1.1. La reconstitution des données manquantes.....	99
2.4.1.2. L'interpolation spatiale des données climatiques	100
2.4.2. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	107
2.4.3. Les méthodes d'étude de la variabilité hydro-pluviométrique.....	108
2.4.3.1. Les anomalies pluviométriques et hydrologiques.....	108
2.4.3.2. L'étude des tendances et la recherche de ruptures de stationnarité.....	109
2.4.3.3. La recherche de liaisons ou de dépendances statistiques entre pluie et lame écoulée.....	110
2.4.3.4. Les variations d'écoulement.....	111
2.4.3.5. Le bilan climatique.....	112
2.4.3.6. L'estimation de l'évaporation réelle (ETR).....	112
2.4.3.7. Le bilan hydrologique.....	113
2.4.3.8. L'étude du tarissement par la loi de Maillet	115
2.4.3.9. La simulation à partir du modèle pluie-débit GR2M.....	115
2.4.4. L'étude de l'occupation des terres	120
2.4.4.1. Le traitement et l'interprétation des images satellitales.....	120
2.4.4.2. L'utilisation des photographies aériennes.....	122
2.4.4.3. Les méthodes d'évaluation spatiale de l'état des unités paysagiques	123
2.4.5. L'analyse hydro-sédimentaire.....	125
2.4.5.1. L'estimation de l'indice d'agressivité des pluies sur le bassin-versant	125
2.4.5.2. La quantification des apports sédimentaires	126
2.4.5.3. Les estimations du comblement du système lagunaire (lagune côtière - chenal Ahô - lac Ahémé).....	127
2.4.5.4. La bathymétrie.....	128
2.4.5.5. Les paramètres granulométriques	128
CONCLUSION PARTIELLE	130
CHAPITRE 3 : VARIABILITÉ PLUVIO-HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN-VERSANT DU COMPLEXE MONO-AHÉMÉ-COUFFO	133
INTRODUCTION	134
3.1. Répartition spatiale et variabilité temporelle des précipitations du bassin.....	134
3.1.1. La répartition des précipitations moyennes.....	135
3.1.1.1. La relation partielle entre les précipitations, la position géographique et l'altitude.....	135
3.1.1.2. Le champ moyen annuel de précipitations	136
3.1.1.3. Les champs pluviométriques moyens mensuels	138
3.1.2. Évolution des précipitations (1961-2000).....	141
3.1.2.1. L'évolution des précipitations annuelles : tendances et ruptures de stationnarité.....	141
3.1.2.2. Les modifications des régimes de précipitations	144
3.1.2.3. Le rythme pluviométrique des années extrêmes dans le bassin-versant	147
3.1.3. Le bilan climatique et son évolution.....	151
3.1.3.1. Analyse de la variabilité de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	151
3.1.3.2. Le bilan climatique mensuel.....	154
3.1.3.3. Le bilan climatique annuel	155
3.2. Variabilité des écoulements de surface dans l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo	157
3.2.1. Les régimes hydrologiques moyens du bassin.....	157
3.2.1.1. Le régime moyen mensuel du fleuve Couffo.....	157
3.2.1.2. Le régime moyen mensuel du fleuve Mono	159
3.2.2. L'évolution interannuelle de l'écoulement (1961-2000).....	163
3.2.3. Recherche de corrélations précipitations/débits dans le bassin-versant	165
3.2.4. Analyse spatio-temporelle des relations entre débits mensuels du Mono et précipitations dans le bassin-versant	167
3.2.5. Variations saisonnières des débits en années exceptionnelles	170
3.2.6. Analyse du coefficient d'écoulement.....	173
3.2.7. Analyse du coefficient de tarissement dans le bassin-versant.....	175
3.2.8. Analyse du bilan hydrologique du bassin-versant : impacts des précipitations sur les termes du bilan hydrologique.....	178
3.2.8.1. Le bilan hydrologique moyen mensuel.....	179
3.2.8.2. Le bilan hydrologique moyen annuel	180
3.2.8.3. Les corrélations interannuelles entre les différents termes du bilan hydrologique	183
3.3. Simulation des débits dans les sous-bassins du Mono-Couffo avec le modèle GR2M.....	184
3.3.1. Calage et validation du modèle GR2M.....	185
3.3.2. Variabilité des débits observés et simulés.....	186
3.3.2.1. Calage-validation pour la période avant la construction du barrage	186
3.3.2.2. Calage-validation après la construction du barrage	189
3.3.3. Évolution des paramètres.....	192

CONCLUSION PARTIELLE	193
CHAPITRE 4 : DYNAMIQUE DES ÉTATS DE SURFACE ET SON IMPACT POTENTIEL SUR LE BASSIN-VERSANT.....	195
INTRODUCTION	196
4.1. <i>Évolution des états de surface</i>	197
4.1.1. État d'occupation du sol dans le complexe	197
4.1.1.1. La description des cartes d'occupation du sol	197
4.1.1.2. Bilan des changements intervenus entre les années 1956, 1985 et 2000 dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo	202
4.1.2. La dynamique d'occupation des sols dans les différents sous-bassins-versants du complexe entre 1956, 1985 et 2000.....	203
4.1.3. L'évolution des grandes unités paysagiques	209
4.2. <i>Effets des états de surface sur l'écoulement</i>	211
4.2.1. Point des connaissances sur les relations entre les changements d'occupation du sol et l'écoulement.....	211
4.2.2. Impact de l'évolution de l'occupation du sol sur les écoulements dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo	216
4.3. <i>Recherche sur l'impact du changement d'occupation du sol sur la sédimentation</i>	220
4.3.1. Point des connaissances sur les relations entre les changements d'occupation du sol et l'érosion	220
4.3.2. Impact de l'occupation du sol sur la sédimentation dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo	222
4.3.3. Le rôle des sols	228
CONCLUSION PARTIELLE	230
CHAPITRE 5 : DYNAMIQUE HYDRO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN-VERSANT	233
INTRODUCTION	234
5.1. <i>La dynamique sédimentaire de l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo</i>	235
5.1.1. Compétence des cours d'eau (Mono et Couffo)	236
5.1.2. La dynamique à l'embouchure (« Bouche du Roi ») avant la construction du barrage de Nangbéto.....	237
5.1.3. La dynamique à l'embouchure (« Bouche du Roi ») après la mise en service du barrage hydroélectrique de Nangbéto	240
5.1.4. L'évolution de la salinité dans le système lagunaire.....	243
5.1.5. La nature et le transport des sédiments dans le bassin-versant	244
5.1.5.1. La nature lithologique des sédiments	244
5.1.5.2. Les secteurs potentiels de piégeage des sédiments	247
5.1.6. Le rôle de l'agressivité climatique sur la sédimentation	247
5.1.7. Taux de dénudation	249
5.2. <i>Analyse des flux sédimentaires</i>	250
5.2.1. Etat des lieux	250
5.2.1.1. L'influence du barrage sur la dynamique du complexe	250
5.2.1.2. L'évolution des charges solides dans le système lagune côtière-chenal Ahô-« lac » Ahémé	252
5.2.2. Variation spatio-temporelle des flux.....	253
5.2.2.1. L'évolution temporelle des charges solides transportées dans le bassin en amont du système lagunaire	253
5.2.2.2. Analyse des flux solides sur trois mois avant (à Athiéomé) et après (à Guézin) la construction du barrage de Nangbéto	255
5.2.3. Relations entre MES, débit et pluie dans le bassin	257
5.2.3.1. La relation MES/Débit	257
5.2.3.2. La relation MES/pluie	260
5.2.3.3. Le calcul des apports solides avant et après la construction du barrage	262
5.2.4. L'évolution des flux en solution dans le bassin-versant.....	264
5.3. <i>Analyse morphologique du système lagunaire</i>	267
5.3.1. La bathymétrie de quelques sections	267
5.3.2. Le profil lithologique donné par les sondages	272
5.3.3. L'analyse granulométrique des sédiments	275
CONCLUSION PARTIELLE	277
CONCLUSION GÉNÉRALE	281
BIBLIOGRAPHIE.....	287
ANNEXE.....	311

LISTE DES TABLEAUX

<i>Tableau 1.I : Séquence d'érodibilité mécanique des roches d'après leurs propriétés physiques (texture et structure) dans le bassin.</i>	50
<i>Tableau 2.I : Fichier des stations météorologiques du secteur d'étude.</i>	87
<i>Tableau 2.II : Fichier des stations hydrologiques du secteur d'étude.</i>	89
<i>Tableau 2.III : Clé d'interprétation des images satellites.</i>	121
<i>Tableau 2.IV : Clé d'interprétation des photographies aériennes.</i>	123
<i>Tableau 2.V : Différentes classes retenues pour l'interprétation des unités paysagiques du bassin Mono-Ahémé-Couffo.</i>	124
<i>Tableau 2.VI : Suivi en cinq grandes d'unités d'occupation du sol.</i>	125
<i>Tableau 3.I : Récapitulatif fréquentiel (en %) de chaque type de régime dans chaque secteur du bassin.</i>	146
<i>Tableau 3.II : Évolution décennale des débits moyens (m³/s) dans les sous-bassins-versants du complexe.</i>	164
<i>Tableau 3.III : Valeurs moyennes des termes du bilan hydrologique (en mm) pour les sous-bassins du Mono-Couffo.</i>	181
<i>Tableau 3.IV : Récapitulatif de l'étude des termes du bilan hydrologique en pourcentage (%) sur le bassin-versant Mono-Couffo.</i>	183
<i>Tableau 3.V : Corrélations interannuelles des anomalies standardisées entre les termes du bilan hydrologique de 1965-2000.</i>	184
<i>Tableau 3.VI : Nash moyen en calage et validation avec le modèle GR2M sur la période 1965-2000 et les sous-périodes 1965-1987 et 1988-2000 dans les sous-bassins.</i>	186
<i>Tableau 4.I : Récapitulatif des superficies (en %) des types d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000 dans chaque sous-bassin.</i>	204
<i>Tableau 4.II : Récapitulatif de l'évolution spatiale annuelle des superficies (en hectares) des types d'occupation du sol.</i>	210
<i>Tableau 4.III : Récapitulatif de la variation des termes pluies, écoulements et déficits d'écoulements dans les deux sous-bassins entre les périodes 1961-1985 et 1985-2000.</i>	216
<i>Tableau 4.IV : Récapitulatif du bilan hydrologique au cours des quatre mois humides suivant les sous-périodes 1965-1985 et 1985-2000.</i>	218
<i>Tableau 4.V : Récapitulatif de la variation des termes d'érosivité (pluies, agressivité climatique) dans les deux sous-bassins, et des MES à Athiéme durant la période 1961-1985 et à Guézin entre 1985-2000.</i>	226
<i>Tableau 4.VI : Critères d'évaluation de l'érodibilité du matériau.</i>	229
<i>Tableau 5.I : Évaluation du taux de dénudation de la période concernée dans le bassin-versant du complexe.</i>	249
<i>Tableau 5.II : Récapitulatif de la répartition des sédiments du fleuve Mono dans le bassin avant et après le barrage de Nangbéto.</i>	251
<i>Tableau 5.III : Matrice de corrélation de Spearman entre les paramètres MES, TSS, P et Léc au pas de temps mensuel pour le fleuve Mono avant la construction du barrage de Nangbéto (30 mai 1966 au 20 février 1967).</i>	262
<i>Tableau 5.IV : Apports solides estimés sur trois mois sur la base de mesures de débits solides pour le Mono à Athiéme et le Couffo à Lanta.</i>	263
<i>Tableau 5.V : Récapitulatif de l'évolution de la sédimentation en certains secteurs du système lagunaire.</i>	269
<i>Tableau 5.VI : Récapitulatif de l'évolution de la sédimentation dans certains secteurs du lac Ahémé de 1991 à 1999.</i>	270
<i>Tableau 5.VII : Évolution de la profondeur du lit du fleuve Mono à Agonmèglozou d'avril à juin 2006.</i>	271

Liste des photos

<i>Photo 1.1 : Forte pente favorisant l'érosion hydrique diffuse dans le bassin-versant à Affononou (a) au Togo (rive gauche du fleuve Mono) et à Sèhomi (b) au Bénin (au centre du complexe, rive gauche du lac Ahémé). ...</i>	34
<i>Photo 1.2 : Formations végétales de mangroves dans la basse vallée à Loti et à Gogotinkponmè, le long du chenal Ahô.</i>	65
<i>Photo 1.3 : Formations végétales protégées dans le bassin-versant.....</i>	65
<i>Photo 1.4 : Cultures maraîchères de décrue sur le versant proche du lit à Lon-Agonmè (Couffo) (a) et culture du maïs dans le lit du fleuve à Tchi-Ahomadégbé (Couffo) (b).....</i>	73
<i>Photo 1.5 : Périmètre de riziculture à Dévé et à Kpinnou au Bénin.....</i>	73
<i>Photo 1.6 : Production du coton dans le bassin-versant.....</i>	74
<i>Photo 1.7 : Espèces pêchées dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo.....</i>	75
<i>Photo 1.8 : Marché au poisson des revendeuses à Tokpa-Domè sur la rive est du lac Ahémé.....</i>	76
<i>Photo 1.9 : Technique traditionnelle de préparation du sel à Olongo dans la commune de Grand-Popo.</i>	77
<i>Photo 1.10 : Abreuvement des bœufs dans la plaine inondable du complexe.....</i>	78
<i>Photo 2.1 : Appareil de jaugeage.....</i>	96
<i>Photo 2.2 : Prise de mesure de profondeur, de débit et de prélèvement des sédiments.....</i>	96
<i>Photo 2.3 : Échelle limnimétrique verticale du CGILE à Agonmèglozou sur le fleuve Mono.</i>	96
<i>Photo 3.1 : Assèchement du lit dans le nord et le centre du sous bassin-versant du Couffo.....</i>	158
<i>Photo 4.1 : Érosion des berges à Athiémé et à Agonmèglozou sur le Mono.....</i>	225
<i>Photo 4.2 : Érosion des berges induite par les crues à Athiémé sur le Mono et à Lon-Agonmè sur le Couffo... </i>	225
<i>Photo 5.1 : Impacts des hautes eaux et de la dérivation littorale sur la lagune côtière en août 2007.</i>	242
<i>Photo 5.2 : Érosion sur les berges du « lac » Ahémé à Tokpa-Domè et couverture de sédiments au fond du lit à Hountoun (situé au sud de Tokpa-Domè).....</i>	245

Liste des figures

Figure 1.1 : Localisation du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.....	29
Figure 1.2 : Topographie du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.....	31
Figure 1.3 : Carte morphologique du bassin-versant du complexe.....	32
Figure 1.4 : Schéma transversal de la vallée du Mono au niveau du hameau Kpatchakpodji.....	36
Figure 1.5 : Coupe de la pénélaine cristalline entre le rebord montagneux (Atakpamè) et l'inserberg d'Okéguito.....	37
Figure 1.6 : Coupe Badou-mont Tchakpali (Atakpamè) dans la périphérie ouest du bassin du Mono.....	38
Figure 1.7 : Évolution saisonnière de la circulation méridienne du vent à la longitude du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo entre 1 000 et 100 hPa (moyenne 1968-1996 à partir des données NCEP) pour la région située entre l'équateur et 25° N et entre 0° et 2.5° E.....	40
Figure 1.8 : Schéma de déplacement du FIT dans le bassin-versant.....	42
Figure 1.9 : Schéma des types de temps saisonniers en fonction de leur position par rapport au front intertropical (FIT).....	43
Figure 1.10 : Évolution saisonnière de la circulation atmosphérique zonale au-dessus du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo entre 1 000 et 100 hPa (moyenne 1968-1996 à partir des données NCEP) pour la région située entre l'équateur et 25° N et entre 0° et 2.5° E.....	44
Figure 1.11 : Composante zonale du vent à la longitude du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo entre 1 000 et 100 hPa (moyenne 1968-1996 à partir des données NCEP) pour la région située entre l'équateur et 25° N et entre 0° et 2.5° E.....	45
Figure 1.12 : Classification hiérarchique ascendante des précipitations de 1961-2000 des stations du bassin-versant du complexe en trois types de classes.....	46
Figure 1.13 : Cartographie des différents domaines climatiques du bassin.....	47
Figure 1.14 : Géologie du complexe Mono-Ahémé-Couffo.....	51
Figure 1.15 : Coupe verticale chronostratigraphique du bassin sédimentaire côtier (plateau de Vo-Hahotoé) sur une profondeur de près de 900 m.....	52
Figure 1.16 : Profil du fleuve Mono.....	55
Figure 1.17 : Sous-bassin-versant du Couffo (d'après Le Barbé et al., 1993).....	56
Figure 1.18 : Influence des eaux marines et continentales dans le complexe.....	58
Figure 1.19 : Pédologie du bassin-versant.....	60
Figure 1.20 : Toposéquence de la forêt-galerie le long du fleuve Mono à Athiémé.....	63
Figure 2.1 : Réseau de stations pluviométriques du bassin-versant du complexe.....	88
Figure 2.2 : Réseau hydrographique et localisation des stations hydrométriques du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.....	90
Figure 2.3 : Fil lesté.....	95
Figure 2.4 : Technique de détermination de la bathymétrie.....	95
Figure 2.5 : Validation croisée des précipitations mensuelles de chaque année de 1961 à 2000 aux différentes stations d'étude.....	106
Figure 2.6 : Erreurs sur les précipitations mensuelles de chaque année, de 1961 à 2000, aux différentes stations d'étude.....	107
Figure 2.7 : Fonctionnement du modèle GR2M (Source : Mouelhi, 2003).....	117
Figure 3.1 : Corrélations partielles de la répartition pluviométrique avec chacun des descripteurs géographiques (latitude, longitude et altitude) indépendamment des deux autres.....	136
Figure 3.2 : Précipitations moyennes annuelles (1961-2000) sur le bassin-versant du Mono-Ahémé-Couffo.....	137
Figure 3.3 : Variation des champs moyens mensuels de précipitations du bassin-versant de 1961 à 2000 (janvier-juin).....	139
Figure 3.4 : Variation des champs moyens mensuels de précipitations du bassin-versant de 1961-2000 (juillet-décembre).....	140
Figure 3.5 : Variabilité des précipitations annuelles du bassin-versant du Mono-Ahémé-Couffo de 1961 à 2000 en écarts centrés réduits.....	141
Figure 3.6 : Variation sud-nord de la tendance linéaire des précipitations entre 1961 et 2000, en pourcentage (%) de la moyenne 1961-2000. Les stations sont ordonnées selon la latitude (du sud au nord).....	142
Figure 3.7 : SMWDA appliquée aux moyennes annuelles de pluies du bassin de 1961 à 2000.....	143
Figure 3.8 : Quelques exemples de recherche de ruptures d'homogénéité sur les stations avec la SMWDA sur les lames d'eau précipitée.....	144
Figure 3.9 : Répartition mensuelle et classification des précipitations pour les 4 classes identifiées dans le bassin.....	145
Figure 3.10 : Appartenance des années 1961 à 2000, dans chacune des stations ordonnées selon leur position en latitude, à chacun des 4 types de régimes de précipitations.....	146
Figure 3.11 : Variation pluviométrique mensuelle (1961-2000) du bassin et des années excédentaires en amont d'Atiémé.....	148

Figure 3.12 : Variation pluviométrique spatiale des années exceptionnellement humides du bassin-versant. ..	149
Figure 3.13: Variation pluviométrique mensuelle (1961-2000) du bassin et des années exceptionnellement déficitaires en amont d'Athiémé.....	150
Figure 3.14 : Variation pluviométrique spatiale des années exceptionnellement déficitaires dans le bassin-versant.....	151
Figure 3.15 : Variabilité interannuelle de l'ETP à la station synoptique de Bohicon de 1965 à 2000.	152
Figure 3.16 : Variation interannuelle des températures mini et maxi à la station synoptique de Bohicon de 1965 à 2000.....	152
Figure 3.17 : Variation interannuelle de l'humidité relative dans le bassin de 1965 à 2000.....	153
Figure 3.18: Évolution interannuelle des ETP comparées de la période 1965-2000 à la station synoptique de Bohicon.	153
Figure 3.19 : Variation saisonnière du bilan climatique moyen (1965-2000) dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé (à gauche) et du Couffo à Lanta (à droite).	154
Figure 3.20 : Variation interannuelle des précipitations et de l'ETP dans le bassin-versant du complexe (1965 à 2000).	155
Figure 3.21 : Variation de la disponibilité en eau ruisselée dans le bassin-versant du complexe (1965-2000).	156
Figure 3.22 : Variation mensuelle moyenne de pluie/débit dans le sous-bassin-versant du Couffo à Lanta, de 1961 à 2000.....	158
Figure 3.23 : Variation mensuelle moyenne de la lame d'eau précipité/lame d'eau écoulée dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé, de 1961 à 1987.	159
Figure 3.24 : Variation annuelle des apports d'eau du Mono en amont et volume d'eau lâchée par la centrale et le volume d'eau stockée dans la retenue.	160
Figure 3.25 : Variation mensuelle moyenne de la lame d'eau précipité/lame d'eau écoulée dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé (1988-2000).....	161
Figure 3.26 : Variation mensuelle moyenne des écoulements du Mono à Athiémé avant et après la construction du barrage de Nangbéto.....	161
Figure 3.27 : Variation des volumes d'eau lâchés et débit à la station d'Athiémé (1988-2000).	162
Figure 3.28 : Variation des volumes d'eau lâchés et des précipitations du bassin de 1988 à 2000.....	162
Figure 3.29 : Variation saisonnière du bilan climatique dans le bassin-versant avant et après la construction du barrage de Nangbéto.	163
Figure 3.30 : Variabilité interannuelle du débit dans le bassin du complexe de 1961-2000.....	164
Figure 3.31 : Corrélation écoulement (Léc)/pluie dans le bassin-versant du complexe de 1961 à 2000.	165
Figure 3.32 : Corrélation écoulement (Léc)/pluie avant et après la construction du barrage de Nangbéto, dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé.....	166
Figure 3.33 : Corrélation débit /volume d'eau lâchée dans le bassin-versant de 1988 à 2000.....	166
Figure 3.34 : Corrélation synchrone entre pluies/débites (1961-2000) à la station hydrométrique d'Athiémé... ..	168
Figure 3.35 : Corrélations entre les variations interannuelles (1961-2000) des débits mensuels du Mono à Athiémé et les précipitations mensuelles dans le bassin, avec et sans décalage temporel.....	169
Figure 3.36 : Variation des débits moyens mensuels des années exceptionnellement excédentaires dans le bassin-versant Mono-Couffo.	170
Figure 3.37 : Variation des débits moyens mensuels en années exceptionnellement déficitaires dans le bassin-versant du complexe.....	171
Figure 3.38 : Variations journalières de l'écoulement (à gauche) et des corrélations pluie/écoulement moyen (à droite) dans le bassin à Athiémé en 2000.....	172
Figure 3.39 : Variabilité du coefficient d'écoulement dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.	174
Figure 3.40 : Variation mensuelle du coefficient d'écoulement dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo de 1961 à 2000.....	175
Figure 3.41 : Variation du tarissement dans le bassin-versant Mono-Couffo.	176
Figure 3.42 : Evolution du tarissement dans les deux sous-bassins-versant de 1961 à 2000.....	178
Figure 3.43 : Évolution de l'évaporation dans le bassin-versant.	179
Figure 3.44 : Bilan hydrologique au pas de temps mensuel dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.....	179
Figure 3.45 : Variation interannuelle des termes du bilan hydrologique (en mm) du bassin-versant.....	180
Figure 3.46 : Bilan hydrologique du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo en % de 1965 à 2000.....	182
Figure 3.47 : Variabilité du Nash en calage et en validation sur les sous-périodes de 1965-2000 dans le bassin Mono-Couffo.	185
Figure 3.48 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de calage 1965-1968 et 1969-1972 dans les deux sous-bassins.	187
Figure 3.49 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de validation 1969-1972 et 1973-1976 dans les deux sous-bassins.	187

Figure 3.50 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de calage 1965-1968 et 1969-1972 dans les deux sous-bassins.	188
Figure 3.51 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de validation 1969-1972 et 1973-1976 dans les deux sous-bassins.	188
Figure 3.52 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de calage 1989-1992 et 1993-1996 dans les deux sous-bassins.	190
Figure 3.53 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de validation 1993-1996 et 1997-2000 dans les deux sous-bassins.	190
Figure 3.54 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de calage 1989-1992 et 1993-1996 dans les deux sous-bassins.	191
Figure 3.55 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de validation 1993-1996 et 1997-2000 dans les deux sous-bassins.	191
Figure 3.56 : Variabilité des valeurs des paramètres du modèle GR2M, en optimisation dans le bassin selon le Nash de l'écoulement moyen sur la période 1965-2000.	192
Figure 4.1 : État d'occupation du sol dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo en 1956.	198
Figure 4.2 : État d'occupation du sol dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo en 1985.	200
Figure 4.3 : État d'occupation du sol dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo en 2000.	201
Figure 4.4 : Évolution spatiale des unités de l'occupation du sol dans chaque sous-bassin du complexe de 1956 à 1985 et de 1985 à 2000.	207
Figure 4.5. Dynamique d'occupation du sol sur quelques sites du bassin de 1956 à 2000.	208
Figure 4.6 : État de l'occupation du sol dans les sous-bassins en 1956, de 1985 et 2000.	209
Figure 4.7 : Variation mensuelle de la pluie et de l'ETP dans les sous-bassins Mono et Couffo au cours des deux sous-périodes.	217
Figure 4.8 : Variation interannuelle de la pluie et de l'écoulement dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.	219
Figure 4.9 : État d'évolution des unités paysagères au sud du bassin entre 1956 et 2000.	224
Figure 4.10 : Variation interannuelle d'écoulement et d'indice d'agressivité climatique dans les sous-bassins du complexe de 1961 à 2000.	227
Figure 5.1 : Fonctionnement hydrologique du complexe Mono-Ahémé-Couffo avant et après la construction du barrage de Nangbéto.	237
Figure 5.2 : Dynamique hydro-sédimentaire à l'embouchure du fleuve Mono (« Bouche du Roi ») avant le barrage.	239
Figure 5.3 : Dynamique hydro-sédimentaire à l'embouchure du fleuve Mono (« Bouche du Roi ») après la construction du barrage de Nangbéto.	241
Figure 5.4 : Variation de la salinité dans la basse vallée du complexe Mono-Couffo.	244
Figure 5.5 : Lithofaciès du « lac » Ahémé.	246
Figure 5.6 : Echelonnement des diamètres moyens de sables le long du fleuve Mono.	247
Figure 5.7 : Indice d'agressivité climatique du bassin-versant calculé en pourcentage à partir de la formule de Fournier (1962). Moyenne de 1961 à 2000.	248
Figure 5.8 : Débits classés et capacité de transport solide du Mono avant et après la construction du barrage de Nangbéto.	251
Figure 5.9 : Variation des charges turbides des eaux dans le système lagunaire du complexe, de novembre 1991 à mars 1992.	253
Figure 5.10 : Variabilité des TSS, MES, débits journaliers dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé de mai 1966 à février 1967.	254
Figure 5.11 : Variation moyenne mensuelle des TSS, MES, débits dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé de mai 1966 au 20 février 1967.	254
Figure 5.12 : Variation des TSS, MES, débits journaliers dans le système fluvio-lagunaire d'octobre à décembre 1966 et 1999.	256
Figure 5.13 : Variation des taux de dénudation du bassin-versant du complexe (Mono à Athiémé et Couffo à Lanta) et des précipitations en amont des stations hydrométriques et à Guézin d'octobre à décembre.	256
Figure 5.14 : Relation débit (Q)/quantité de matière en suspension (MES) dans le sous-bassin du Mono à Athiémé du 30 mai 1966 au 20 février 1967.	257
Figure 5.15 : Variation des résidus normalisés des débits et des MES de 1966 à 1967 dans le bassin-versant à Athiémé.	258
Figure 5.16 : Corrélation débit (Q)/quantité de matière en suspension (MES) dans le bassin du 1 ^{er} octobre au 31 décembre 1966 (à Athiémé) et 1999 (à Guézin).	259
Figure 5.17 : Relation au pas de temps mensuel de MES/pluie (à droite) et variation de MES (mg/l), P et Léc (mm) (à gauche) dans le bassin de mai 1966 à février 1967.	260
Figure 5.18 : Relation au pas de temps mensuel de la variation de MES (mg/l), P (mm) dans le système lagunaire à Guézin et Léc en mm (à Athiémé) d'octobre à décembre 1999.	261
Figure 5.19 : Variation des concentrations des cations et anions et du débit dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé.	265

Figure 5.20 : Corrélation débit/concentration des ions présents dans la charge solide du 30 mai 1966 au 20 février 1967 dans le sous-bassin du Mono à Athiémé.	266
Figure 5.21 : Sites de mesure de profondeurs et de sondage.	267
Figure 5.22 : Variation des fonds de section du complexe ces dernières années.	269
Figure 5.23 : Variation bathymétrique d'une section du complexe ces dernières années en aval d'Athiémé. ...	271
Figure 5.24 : Variation spatiale bathymétrique le long du complexe.	272
Figure 25 : Différents profils lithologiques réalisés par sondage dans la basse vallée du Couffo (C1 à C4). ...	273
Figure 26 : Différents profils lithologiques réalisés par sondage dans la basse vallée du Mono (C5 à C8)	274
Figure 5.27 : Répartition granulométrique des sédiments dans le lit du Mono à Agonmèglozou (a) et dans le système lagunaire (b).	276
Figure 5.28 : « Courbes » granulométriques de sédiments dans le système lagunaire en aval (à droite) et à Agonmèglozou dans le Mono (à gauche).	277

Liste en annexe

<i>Tableau I : Récapitulatif des superficies (en hectares et en %) des unités d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000 dans le bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo.....</i>	<i>312</i>
<i>Tableau II : Récapitulatif des superficies (en hectares) des types d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000 dans chaque sous-bassin.</i>	<i>312</i>

INTRODUCTION GÉNÉRALE

L'eau revêt une importance particulière dans les sociétés humaines. Elle intervient aussi dans l'ensemble du fonctionnement du milieu naturel, car elle est le vecteur privilégié d'éléments transportés en solution ou en suspension (Ambroise, 1991, repris par Gineste, 1998). Cependant, les activités socio-économiques ont des impacts directs ou indirects sur les ressources en eau (Dron et Pujol, 1998) : on observe par exemple, la dégradation de la qualité des eaux par l'anthropisation et les pollutions diverses ou encore une modification du régime des fleuves et rivières pouvant augmenter l'érosion et/ou la sédimentation de leurs lits et accroître l'intensité des crues et des inondations.

En Afrique de l'Ouest, l'évolution exponentielle de la population et la récession pluviométrique à partir des années 1970 ont eu pour conséquences l'eutrophisation, la fragilisation et la dégradation des écosystèmes aquatiques, l'intensification de l'utilisation des eaux ainsi que l'appauvrissement des cours et plans d'eau en espèces aquatiques. La pression humaine est forte sur les écosystèmes aquatiques, à cause des multiples fonctions et services qu'ils remplissent, et cela d'autant plus que la récession pluviométrique des dernières décennies fait peser une menace sur les ressources en eau du continent et qu'il s'agit de sociétés paysannes traditionnelles.

Au Bénin comme au Togo, les cours d'eau sont particulièrement attractifs pour les populations du fait de la diversité des activités économiques qu'ils permettent. Ainsi, le bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo, partagé entre ces deux pays dans leur partie méridionale, constitue un atout important pour les activités économiques locales (production agricole, irrigation, pêche, saliculture, pisciculture, élevage, transports, tourisme). Il est équipé dans sa partie médiane d'un barrage hydroélectrique (barrage de Nangbéto) construit entre 1985 et 1987 et mis en service en septembre 1987 pour fournir de l'énergie électrique aux deux pays.

Le sud du bassin-versant de ce complexe fluvio-lagunaire est formé d'une série de plateaux séparés par les vallées de deux cours d'eau (Mono et Couffo), de plans d'eau (« lac » Ahémé, lagune côtière et chenal Ahô), d'étangs et de marais. Ce géosystème fluvio-lagunaire constitue dans sa partie aval un vaste domaine d'échanges hydrologiques et sédimentaires assez complexes à l'interface océan-terre. Cette unité géographique jouit d'un climat subéquatorial au sud et tropical humide au nord. Cette variation spatiale du climat conditionne ainsi la disponibilité de la ressource en eau et toutes les activités socio-économiques du bassin-versant. La pression accrue exercée sur les ressources naturelles par les populations rurales à travers l'exploitation non organisée des forêts et des terres et l'extension des terres

cultivées à des sols marginaux, rend particulièrement difficile aujourd'hui les problèmes environnementaux du bassin-versant. À cela s'ajoute également les effets néfastes des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto et l'ouverture quasi-permanente de l'embouchure sur l'océan Atlantique dans la partie méridionale du complexe. L'intrusion saline (plus accentuée à marée haute) dans le système lagunaire précipite le dépôt des sédiments drainés par les fleuves Mono et Couffo et détermine en grande partie le développement des activités socio-économiques dans le secteur sud du domaine d'étude.

Une étude antérieure (Amoussou, 2005) portant sur l'environnement des écosystèmes du bassin et sur l'occupation du sol a identifié les facteurs de dégradation et leur impact sur l'écoulement et la sédimentation. La dégradation du couvert végétal naturel de plus de 24 % de 1982 à 2000 dans le sous-bassin du Couffo, pose la question de son rôle sur l'évolution du comblement du système lagunaire suite au ruissellement de surface. L'hydrodynamique des sols et les impacts des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto associés à la physiologie végétale du bassin constituent ainsi un paramètre très important dans cette étude de la dynamique hydro-sédimentaire.

Il paraît donc nécessaire de caractériser les impacts de la variation pluvio-hydrologique et de l'évolution des états de surface sur la dynamique sédimentaire du bassin-versant. C'est le but de cette étude, « *Variabilité pluviométrique et dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo* ». Cette recherche est conduite à deux échelles : celle de l'ensemble du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo (structuré en deux fleuves : Mono et Couffo en amont, rejoignant la mer en aval par le biais de la lagune côtière et le « lac » Ahémé) et celle du système lagunaire, pour mieux éclairer les acteurs ou gestionnaires de l'utilisation des ressources liées à l'eau. Le fleuve Mono, du fait de son importance, de son influence sur la basse vallée et de la modification de son régime hydrologique et sédimentaire produite par la construction du barrage de Nangbéto, fera l'objet de plus d'attention dans cette étude.

Objectifs majeurs

Le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo orienté nord-sud, est partagé également entre deux formations géologiques (un bassin sédimentaire et un socle cristallin) qui déterminent son fonctionnement hydrologique et sédimentaire. Cependant, la disponibilité des ressources en eau est évidemment très liée à la variabilité pluviométrique, qui est marquée par

une forte instabilité de sa répartition spatiale et temporelle. Ainsi, les écoulements sont très irréguliers, tant à l'échelle mensuelle, saisonnière, qu'annuelle.

Plusieurs études sur la variabilité pluviométrique à l'échelle régionale (Afrique de l'Ouest) ont déjà été réalisées, notamment celles de Nicholson (1986), Fontaine (1986 ; 1990a), Camberlin (1990), Moron (1994), Mahé et Olivry (1995). Ces auteurs ont montré que la dynamique atmosphérique associée aux principaux mécanismes pluviogènes dans l'espace ouest-africain explique la variabilité des précipitations. Quant à Ouédraogo (2001) et Ardoin-Bardoin (2004), ils ont mis l'accent sur l'influence de la variation climatique sur la disponibilité des ressources en eau dans un bassin-versant partagé. Boko (1975 ; 1988a), Bokonon-Ganta (1984 ; 1987), Pérard (1992a) et Houndénou (1992 ; 1999), ont de leur côté étudié avec une extrême attention la climatologie diagnostique et descriptive du Bénin et du Togo, tout en mettant en relief l'impact de la péjoration climatique sur les écosystèmes dans le littoral du golfe de Guinée. Klassou (1996) s'est intéressé à la variabilité climatique et à son impact sur l'écoulement de 1952 à 1990 dans le sous-bassin du Mono.

De nombreuses autres analyses réalisées à partir de données météorologiques et hydrologiques montrent qu'au cours des décennies 1970 et 1980, la baisse pluviométrique a été plus prononcée que celle de l'écoulement (Ouédraogo, 2001 ; Amoussou, 2005 ; Amoussou *et al.*, 2007). Une légère reprise pluvieuse a été constatée dans le sous-bassin du Couffo au cours de la décennie 1990 (Amoussou, 2005). Cependant, on ne sait pas si cette reprise a concerné de façon uniforme tout l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo. Et puis, un facteur non naturel est venu perturber l'évolution des débits du fleuve Mono : la construction du barrage de Nangbéto.

Par ailleurs les travaux de Sogreah-Electrowatt (1983), Adam (1986), PNUD (1987), Oyédé (1991), Blivi (1993, 2000a), Rossi et Bilivi (1995) et Rossi (1996), ont permis d'en savoir beaucoup plus sur la dynamique sédimentaire de la basse vallée, en particulier sur le rôle joué par le barrage de Nangbéto et les conséquences des pratiques humaines agressives, notamment la destruction des mangroves, les implantations urbaines et le prélèvement de sable marin. Ils ont ainsi évalué la quantité de sédiments piégés par cette infrastructure hydraulique, plus ou moins équivalente au déficit sédimentaire du littoral. Les travaux de Catros et Durand (2000), quant à eux, ont permis de comprendre la dynamique hydrologique et l'impact géomorphologique à l'embouchure du fleuve Mono avant et après la construction du barrage de Nangbéto.

Les nombreux travaux réalisés à ce jour dont nous avons utilisé les résultats ne permettent pas toutefois de répondre parfaitement à un certain nombre d'interrogations qui nous préoccupent :

- quelles sont les influences de l'évolution pluvio-hydrologique sur la sédimentation du système lagunaire du complexe Mono-Ahémé-Couffo ?
- quels sont les impacts potentiels de l'occupation du sol sur les écoulements et la sédimentation ?
- quels sont les effets des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto et de la quasi-ouverture de l'embouchure du fleuve Mono vers l'océan Atlantique sur l'évolution sédimentaire actuelle du système lagunaire ?
- comment et à quelle vitesse le système lagunaire, principal lieu de dépôt des charges solides du complexe se comble-t-il ?

Une analyse de l'évolution de la sédimentation à partir de la superficie de comblement des sections de lit dans les basses vallées, de la bathymétrie et de la granulométrie des prélèvements, a été nécessaire pour tenter d'apprécier l'impact des facteurs naturels et humains sur la morphodynamique du complexe. Les mesures de turbidité de l'eau ont permis de caractériser l'évolution de la sédimentation du système lagunaire, secteur très fragile du complexe du fait des multiples pressions (naturelles et humaines).

La quantification des sédiments et la détermination de la vitesse de comblement du lit du système lagunaire, jusque-là non analysées dans les travaux portant sur le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo, sont appréhendées par une étude des charges solides (turbidité) et de la bathymétrie. L'analyse granulométrique des sédiments et des paramètres de distribution va aider aussi à mieux interpréter les modes de répartition des grains et leurs origines probables.

Compte tenu de ces objectifs scientifiques, ce travail est structuré en cinq chapitres.

Le premier chapitre décrit le domaine de recherche : les aspects physiques et humains qui conditionnent le fonctionnement pluvio-hydrologique et sédimentaire du bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo.

Le deuxième chapitre présente les bases de données (climatologiques, hydrologiques, occupation du sol et sédimentologiques), d'échantillonnage et les méthodes de traitement. Il

évoque aussi le modèle choisi pour la reconstitution d'une base de données des débits moyens dans le contexte de la gestion intégrée des ressources en eau.

Le troisième chapitre analyse la variabilité spatio-temporelle des précipitations (1961-2000). Sont étudiées notamment les variations de l'évapotranspiration, du bilan climatique et hydro-pluviométrique avant et après la construction du barrage de Nangbéto, des coefficients d'écoulement et de tarissement, l'analyse de la disponibilité des ressources en eau à travers l'étude des termes du bilan hydrologique et la simulation des écoulements avec le modèle GR2M, tout en mettant en évidence le rôle des différentes formations géologiques sur le fonctionnement du bassin.

La dynamique d'occupation du sol est traitée dans le quatrième chapitre, qui aborde l'étude des impacts potentiels de l'évolution des états de surface sur l'écoulement et la sédimentation, en utilisant aussi les résultats d'études antérieures.

L'analyse de l'évolution des facteurs de sédimentation, de la variation des charges turbides, les mécanismes hydro-sédimentaires à travers la bathymétrie, le carottage, l'étude de l'origine des matières en suspension et la quantification des débits solides, sont traités dans le cinquième chapitre. Ce dernier chapitre s'efforce de donner aussi une synthèse de la dynamique hydro-sédimentaire du complexe et en particulier de celle du système lagunaire.

Les résultats de cette recherche visent à l'élaboration d'un outil de gestion intégrée des ressources en eau (GIRE) et pourront orienter également la politique gouvernementale du Bénin dans son Plan d'Action National de Gestion Intégrée des Ressources en Eau (PANGIRE). En effet, l'analyse de la pertinence et de l'efficacité des institutions actuelles en charge de la gestion des ressources en eau dans le bassin-versant révèle des insuffisances, des imperfections et par conséquent des dysfonctionnements opérationnels.

CHAPITRE 1
FONDEMENTS PHYSIQUES ET HUMAINS DU MILIEU D'ETUDE

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les facteurs physiques et humains, en particulier ceux potentiellement liés à la variabilité hydroclimatique et à la dynamique sédimentaire du bassin.

Le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo se caractérise, dans son ensemble, par un relief peu accidenté. Il montre cependant, du sud au nord, plusieurs types de milieux physiques, principalement commandés par un gradient climatique méridien, légèrement modéré par l'altitude. La distribution des formations végétales en est le reflet, mais elle est aussi influencée par la nature des sols. La dynamique des lames d'eau écoulée est le résultat de l'interaction de ces facteurs. Les facteurs humains quant à eux, permettent de mettre en évidence l'impact des pratiques anthropiques sur l'environnement et plus précisément, sur les ressources en eau de l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo.

1.1. Présentation du complexe fluvio-lagunaire Mono-lac Ahémé-Couffo

Le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo, situé dans la région du golfe de Guinée est partagé entre le Bénin et le Togo. Les parties hautes et moyennes du bassin sont en grande partie sur le territoire togolais (figure 1.1). Le complexe s'étend entre 06°16' et 09°20'N et 0°42' et 2°25'E et il couvre une superficie de 27 870 km².

Il regroupe les sous-bassins-versants du Mono et du Couffo et le système lagunaire constitué de la lagune côtière, du chenal Ahô et le « lac » Ahémé. Dans ce système, existent d'importants échanges lagune-mer, par l'intermédiaire de la « Bouche du Roi ». Le bassin porte le fleuve Mono sur 560 km avant d'aboutir à l'océan Atlantique par le biais du système lagunaire.

D'orientation nord-sud, le bassin s'est formé essentiellement lors du chevauchement de formations des unités externes des Dahoméyides (couverture sédimentaire, roches métamorphiques et le socle granitique) sur celles de l'unité de la plaine bénino-togolaise.

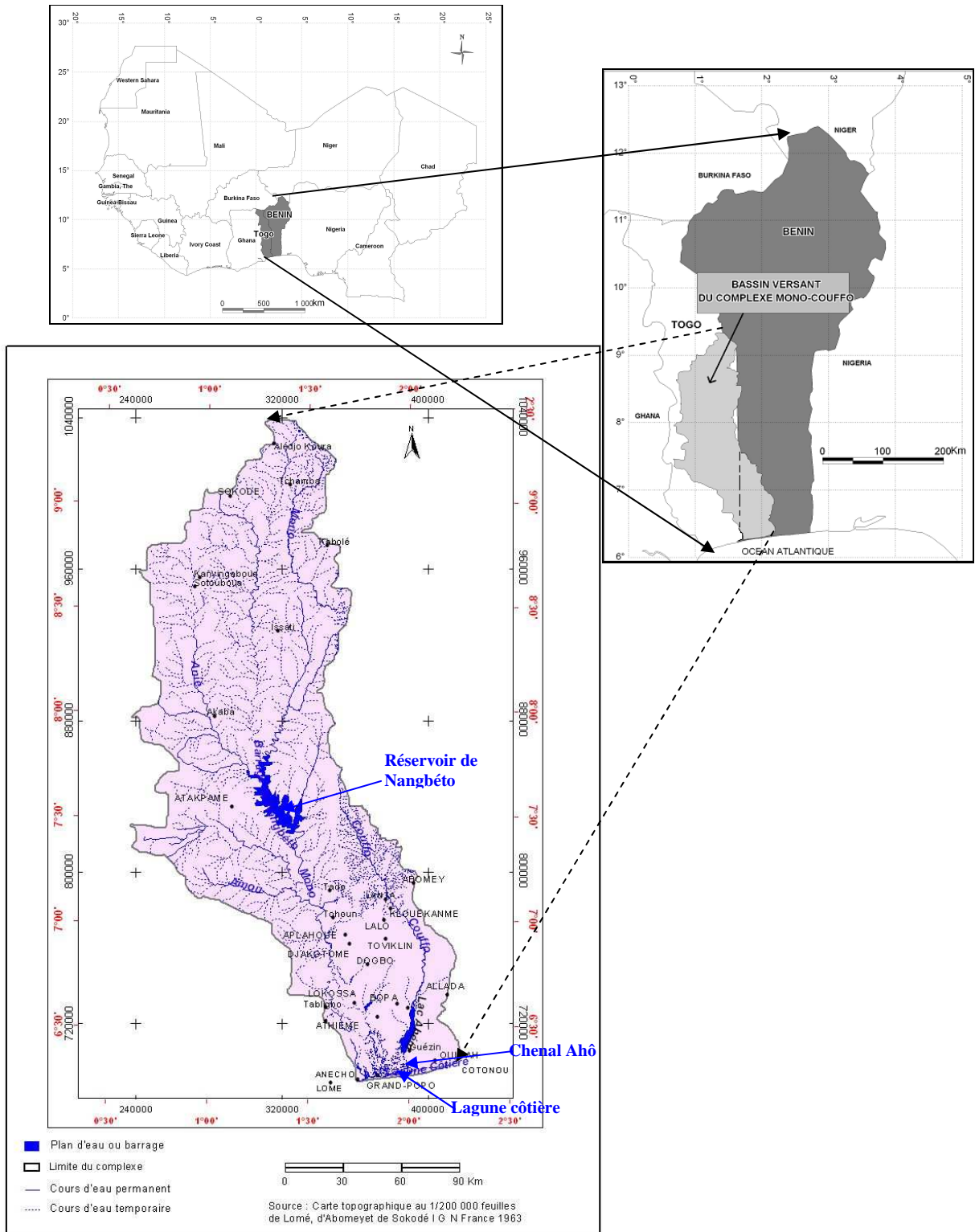


Figure 1.1 : Localisation du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

1.2. Facteurs physiques du complexe

1.2.1. La structure et le relief du bassin

Le bassin-versant comporte un bassin sédimentaire côtier au sud, modelé en plaine littorale et plateaux et des plus hauts reliefs au nord comprenant les monts Atacora et leurs prolongements méridionaux, les monts du Togo. Ces reliefs sont disséqués en plusieurs massifs, dont les crêtes orientées SSW-NNE, culminant entre 600 et 941 m à Atilakoutsé, constituent un véritable château d'eau. Celui-ci alimente plusieurs cours d'eau à écoulement sub-méridien à méridien (Klassou, 1996). Cependant, la plus grande partie du bassin-versant, est à basse altitude (30 à 250 m).

Le bassin inférieur du complexe a une topographie adoucie du fait de son recouvrement partiel par les alluvions sablo-argileuses. Il présente toutefois les différents paliers qui marquent sans doute des niveaux de reprise d'érosion. Les faibles pentes (en moyenne 0,71 m/km) du système fluvio-lagunaire influent sur la vitesse d'écoulement et, par conséquent, sur le rapport débit/charge, sur la géométrie du bassin et la quantité des matériaux charriés (Klassou, 1996). Les points les plus hauts au nord-ouest (figure 1.2) dépassent les 300 m, voire les 400 m pour le Mono. Le sous-bassin Couffo, est dominé par une chaîne de montagnes entre Sokodé et Atakpamè au Togo d'altitude variant entre 300 et 400 m plus haute au nord. Dans la partie sud du sous-bassin, l'altitude est inférieure à 200 m. Ces altitudes modérées expliquent les faibles pentes du bassin.

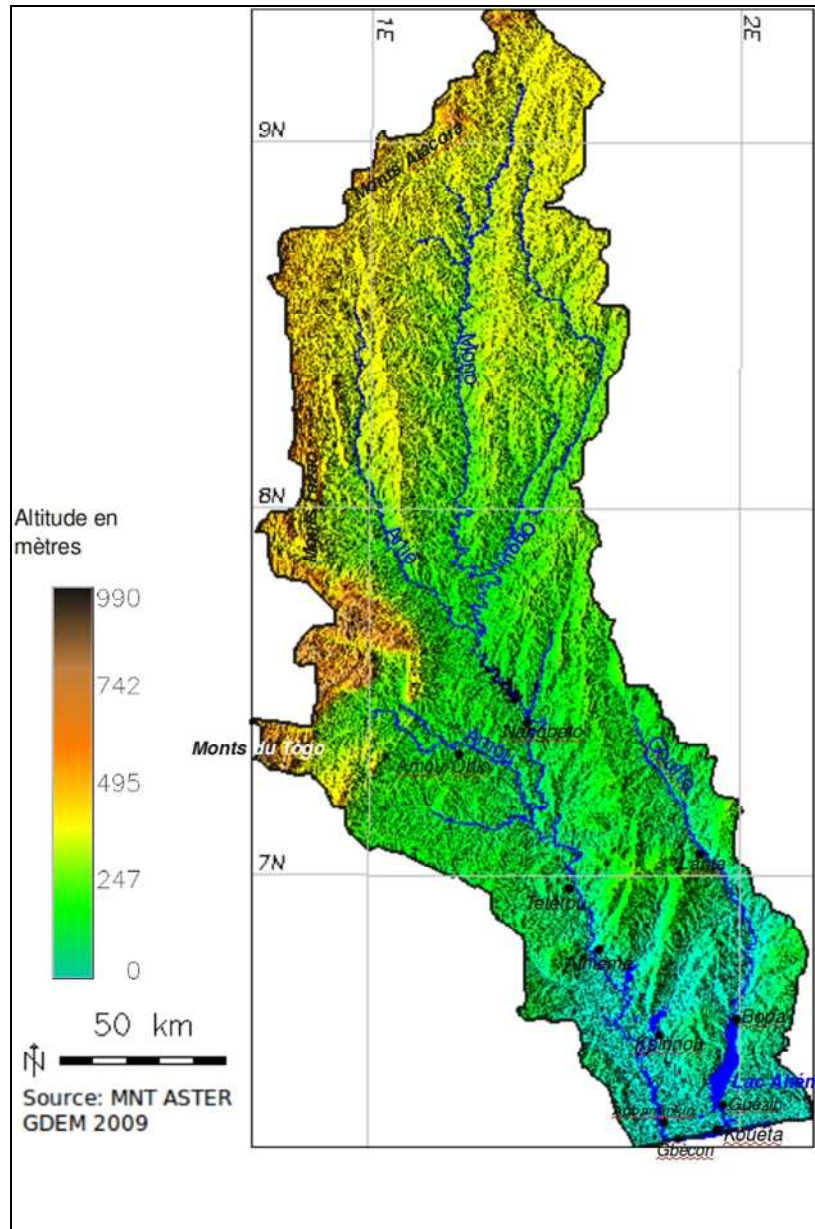


Figure 1.2 : Topographie du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

De manière générale, trois grandes unités morphologiques sont identifiées sur le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo : le bassin sédimentaire côtier, les unités internes des Dahoméyides et la chaîne de l'Atacora/monts du Togo où les fleuves Mono et Couffo prennent leur source

1.2.1.1. Le bassin sédimentaire côtier

Le bassin sédimentaire côtier couvre une superficie de 3 066 km². Selon la figure 1.3, il est composé du bassin côtier, de la dépression de la Lama et des plateaux du *Continental Terminal*.

➤ **Le bassin côtier**

Il est situé en bordure de l'océan Atlantique et correspond à la basse vallée Mono-Couffo, souvent nommée « système lagunaire ». Il regroupe deux sous-unités topographiques : la plaine littorale et les plateaux de *Terre de barre* au sud de la dépression méridienne. Sa genèse remonte à l'ouverture progressive de l'Atlantique sud au néocomien, il y a de 144 à 130 M.A., au même titre que l'ensemble des bassins côtiers du golfe de Guinée.

Les études menées par Guilcher (1959), Slansky (1962), Boko (1975), Tastet (1975 et 1979), Gaillard (1980), Oyédé (1983), Bokonon-Ganta (1987), Rossi (1988), Blivi (1993) et Gngongbo (1996), ont apporté des informations précises sur la structure et la morphologie du littoral du golfe du Bénin. Elles montrent que cette zone comporte des faciès sableux, tourbeux et vaseux, caractéristiques des dépôts fluvio-marins holocènes, et que ceux-ci complètent le spectre des roches sédimentaires du bassin.

Les mangroves jouent, dans ces unités morpho-pédologiques, un rôle déterminant car elles permettent la fixation des tourbes et vases contre le flux des marées et des hautes eaux fluviales. À ce titre, elles protègent le littoral menacé par ailleurs.

Le complexe côtier de l'hydrosystème est formé d'une bande continue située entre la lagune côtière et l'océan. Cette bande comporte un cordon ancien (cordon interne) et un cordon actuel (cordon externe), de direction est-ouest, séparés par une dépression dont la largeur est de l'ordre de 500 à 600 m à Anèho, de 2 km à Grand-Popo, 3 km à Ouidah et 5 km jusqu'aux abords du lac Nokoué pour dépasser 10 km au sud de Porto-Novo (Adam et Boko, 1993 ; Gngongbo, 1996). Ces bandes de cordons de sables, rectilignes, anciens ou récents, sont modélés en crêtes successives plus ou moins parallèles et elles s'ouvrent de temps à autre dans l'océan par des passes périodiques. C'est par là que se fait l'essentiel des échanges entre les eaux de mer et les eaux continentales. À la plaine côtière, il faut ajouter plusieurs îles dont les plus importantes sont celles de Kouéta sur la lagune côtière et celle de Mitogbodji sur le « lac » Ahémé, qui est un sanctuaire de *Vôdoun* pour les peuples Houéda (Xuédá).

La plaine littorale précède les plateaux au sud de la dépression de la Lama.

Au sud de la dépression médiane, les plateaux de *Terre de barre* sont peu élevés. Il s'agit des plateaux d'Allada (100 m) à l'est du bassin, de Bopa (30 m) au centre et de Vogan-Afagnan (42 m) à l'ouest. Mais parmi eux, deux plateaux surtout (Bopa et Allada) encadrant le « lac » Ahémé, sont des fournisseurs de charges solides au lac du fait de l'absence de couvert végétal

et de la forte pente (10 à 15 %) comme l'illustre la photo 1.1. Ces plateaux raccordés aux vallées par un petit talus de quelques mètres, qui, soumis à l'érosion pluviale, fournit des particules solides aux vallées lors des événements pluvieux (Amoussou, 2003 ; Amoussou *et al.*, 2007).



Cliché Amoussou, 2003 et 2006

Photo 1.1 : Forte pente favorisant l'érosion hydrique diffuse dans le bassin-versant à Affononou (a) au Togo (rive gauche du fleuve Mono) et à Sèhomi (b) au Bénin (au centre du complexe, rive gauche du lac Ahémé).

Ces plateaux de *Terre de barre* du bassin côtier sont bordés au nord par la dépression médiane de la Lama.

➤ La dépression de la Lama

Venant du portugais, le mot « Lama » signifie boue (Slansky, 1962). Cette dépression est reliée aux plateaux du sud par des talus en pente très forte et aux plateaux du nord par un glacis. D'ouest en est, sa largeur augmente de 5 à 25 km, mais la dénivellation reste très modeste. Elle a une altitude moyenne voisine de 40 m au Togo et de 50 à 60 m au Bénin, mais elle s'abaisse par endroits à 20 m d'altitude (Mondjannagni, 1969 ; Houndénou, 1999). Cette dépression est remblayée par des faciès marins caractéristiques (calcaire, phosphate) et fluvio-continentaux argilo-marneux, le tout porte le nom de « série de la Lama ». Elle prend le nom de dépression de Tchi dans notre secteur d'étude.

Elle a été creusée et évidée progressivement par les rivières quaternaires d'inégale compétence qui sont aujourd'hui asséchées : c'est le cas de la vallée héritée d'Avévé qui se jetait dans le lac Sio au Togo (Addra, 1975, cité par Klassou, 1996). Au Bénin, la dépression médiane est très développée avec un collecteur central, la rivière Hounto, qui serait probablement à l'origine du creusement de la Lama (Slansky, 1962 ; Klassou, 1996). Cette rivière coule SSW-NNE en suivant la dépression pour aller rejoindre la vallée de l'Ouémé. Mais aujourd'hui, ces

écoulements « hérités » aboutissent dans une zone marécageuse à l'entrée du delta de l'Ouémé (Klassou, 1996). Les conditions de genèse de la dépression étaient très différentes. La submersion du bassin sédimentaire côtier à l'holocène a en effet transformé les vallées sub-méridiennes de la Lama (Sio, Haho, Mono, Ouémé) en rias. Comme le notent Le Barbé *et al.* (1993), actuellement : « dans la dépression de la Lama, très plate, le réseau hydrographique est très dégradé et il existe de nombreuses zones d'endoréisme ». Selon Rossi et Antoine (1990), Blivi (1993) et Rossi et Blivi (1995), la dépression de la Lama, de par sa forme, la nature de son substratum, la modification de pente qu'elle introduit, a fonctionné et fonctionne encore comme un bassin de stockage des crues et des alluvions les plus grossières des fleuves Mono, Couffo et Ouémé. Elle entre en contact au nord avec les plateaux du *Continental terminal*.

➤ **Les plateaux du *Continental terminal***

Au nord de la dépression, ils sont marqués par une décroissance graduelle des altitudes du nord au sud, dirigeant l'écoulement des fleuves Couffo et Mono, dont le creusement remonte au maximum de la régression ogolienne (18 000 à 17 000 B.P.).

Topographiquement, les plateaux du nord de la dépression sont plus élevés que ceux du bassin côtier. Ils sont au nombre de cinq, d'altitudes différentes d'est en ouest, parfois dominés par des collines ou buttes isolées. Ce sont les plateaux de Zangnando (140 m) et d'Abomey (150 m) à l'est ; d'Aplahoué (80 m) au centre et de Tabligbo-Ahépe (134 m) et Sikipé-Afidégnon (123 m) à l'ouest. Très découpés par les vallées, ils surplombent la surface d'aplanissement par des dénivellations de l'ordre de 35 à 100 m d'ouest en est (Klassou, 1996). Ainsi, les différentes fluctuations paléo-hydroclimatiques du quaternaire surtout, et leurs corollaires morpho-sédimentaires, marquent l'allure des versants et la morphologie en terrasses, ou la dissymétrie des berges comme l'illustre la figure 1.4 dans le sous-bassin du Mono. On note ici un versant convexo-concave sur la rive droite et d'anciennes terrasses étagées le long du versant sur la rive gauche.

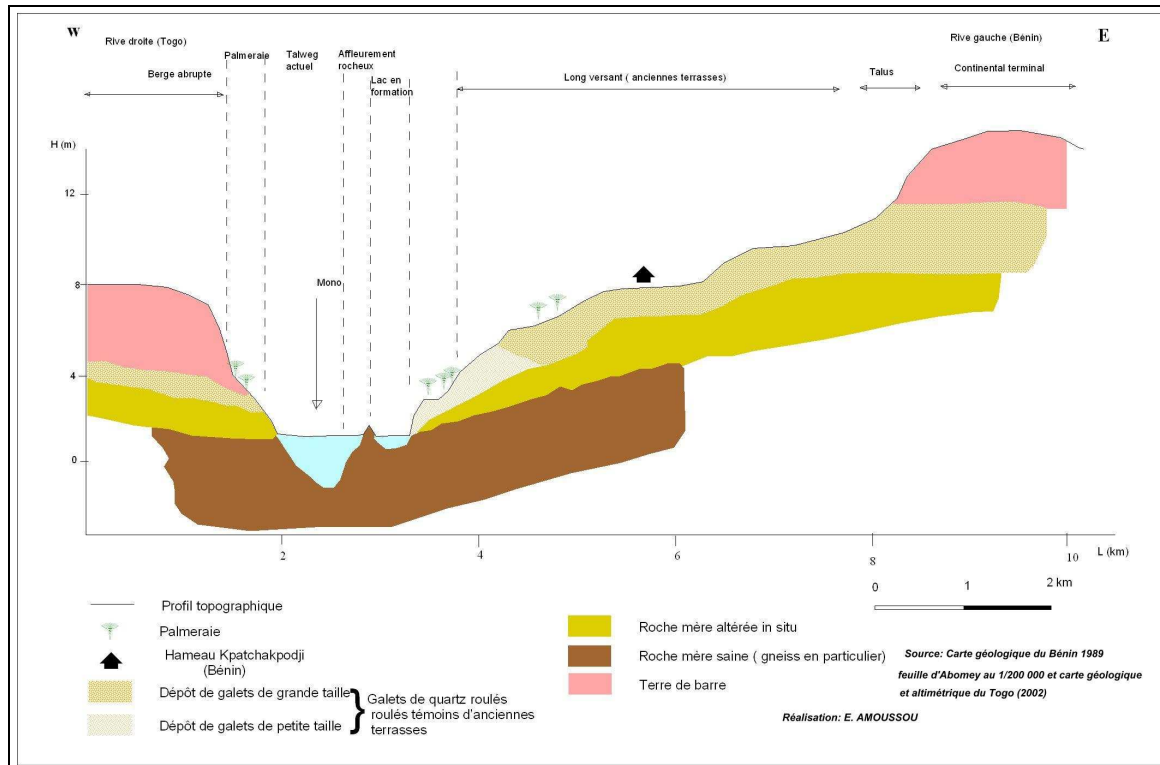


Figure 1.4 : Schéma transversal de la vallée du Mono au niveau du hameau Kpatchakpodji.

Source : Klassou, 1996, complété par les travaux de terrain, 2007

Les plateaux du *Continental terminal*, par leur forme et leur pente, fournissent aux cours d'eau du bassin des apports liquides et solides lors du ruissellement superficiel.

Aux plateaux du *Continental terminal* succèdent vers le nord les unités internes des Dahoméyides.

1.2.1.2. Les unités internes des Dahoméyides

Elles occupent, avec plus de 17 321 km², la plus grande partie de la superficie du complexe et représentent la grande unité géomorphologique du bassin (figure 1.3 supra). Ce sont les unités structurales internes du socle cristallin des Dahoméyides (pénéplaine cristalline), d'âges variés, parsemées de collines ou buttes, dominées par les faciès tels que les gneiss, les orthogneiss, les granites et les migmatites (figure 1.5). L'inégale altérabilité, perméabilité et résistance de ces faciès à la météorisation, sont autant de facteurs qui agissent sur l'écoulement, l'érosion et la sédimentation.

En revanche, les reliefs tabulaires, caractéristiques de la pénéplaine, porte sur le socle, qui résulte de la diversité lithologique. Cette diversité exprimée souvent sur de faibles distances, a été exploitée tout au long de l'histoire géomorphologique par l'érosion différentielle. Ainsi,

les particules transportées par le ruissellement de l'amont viennent s'accumuler dans le bassin sédimentaire côtier d'âge fini-tertiaire (Klassou, 1996).

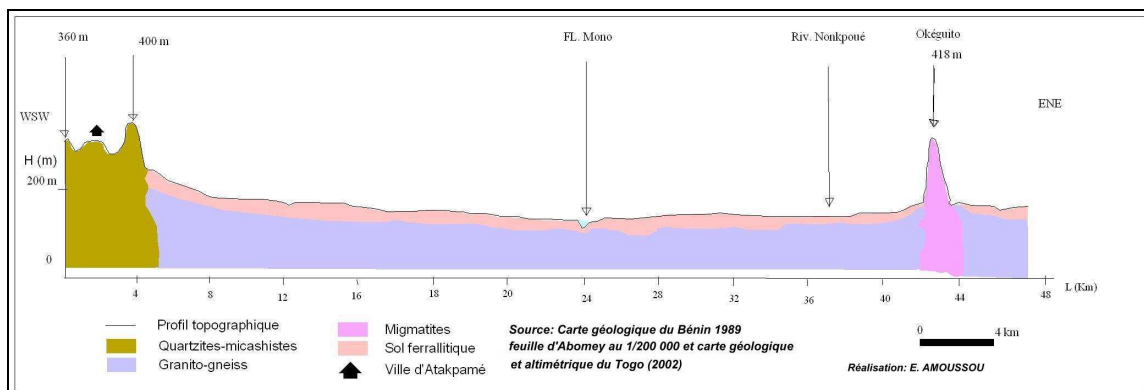


Figure 1.5 : Coupe de la péninsule cristalline entre le rebord montagneux (Atakpamé) et l'insertion d'Okéguito.

Source : Klassou, 1996

L'unité morpho-structurale de l'Atacora n'est pas non plus sans effet sur la dynamique hydro-sédimentaire du bassin.

1.2.1.3. La chaîne de l'Atacora/monts du Togo

Elle occupe le nord-ouest du bassin-versant (figure 1.3 supra) et couvre une superficie de 3 655 km². Elle constitue la principale chaîne de montagne qui parcourt le Bénin et le Togo. C'est une entité morphostructurale de la chaîne des Dahoméyides ; elle est constituée d'une puissante assise de quartzites et de micaschistes dont la ligne de crête est discontinue. Ses sommets culminent dans la chaîne de montagne de Fazao et dans le mont Atacora dont l'altitude varie entre 600 à 1 000 m, avec des escarpements à plus ou moins fortes dénivellations. On distingue près de Tchetti où le fleuve Couffo prend sa source, le prolongement des monts du Togo (400 à 996 m d'altitude). Les versants de ces chaînes présentent, en glaciais, une pente forte vers le SE, variant de 5 à 20 m/km, voire 40 m/km (Le Barbé et al, 1993 ; Amoussou, 2005). De ces versants, descendent une série d'affluents du fleuve Couffo (Gougou, Aïokpé ...) qui se comportent comme de véritables petits torrents (Oyéde et al., 1988 ; Zanou, 1989).

L'arc montagneux du mont Atacora/monts du Togo est un relief structural, évocateur des manifestations tectono-orogéniques (figure 1.6) pendant l'Algonkien supérieur et le Cambrien inférieur. Sur le plan structural, le système cristallin Atacora/monts du Togo correspond à d'anciens témoins de surfaces observées entre la côte ghanéenne et l'hinterland du Togo-Bénin (Klassou, 1996). Ce relief de voûte peut correspondre à des paléo-surfaces d'érosion,

surcreusées par quelques vallées encaissées qui les ont rajeunies (Sougy, 1970, repris par Affaton, 1975, et Klassou, 1996).

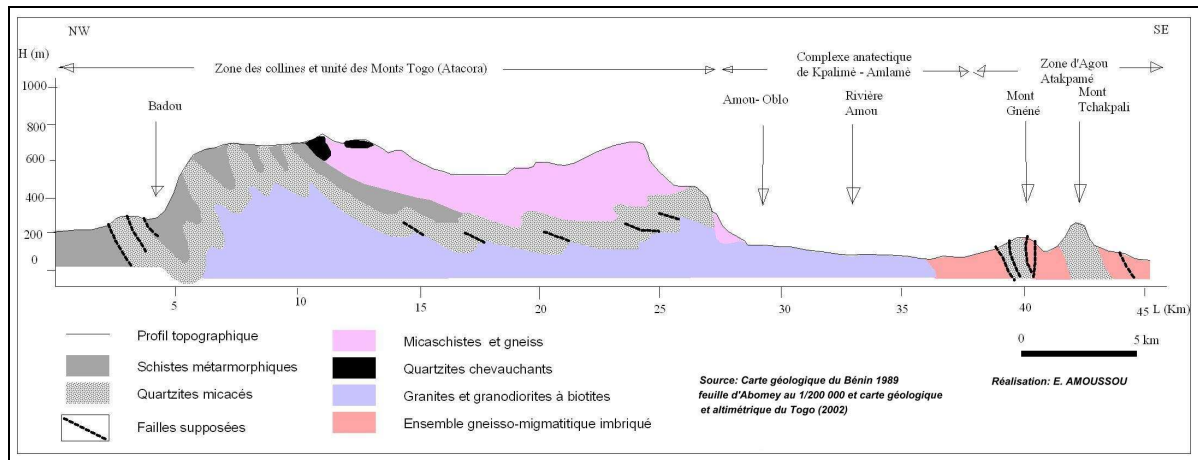


Figure 1.6 : Coupe Badou-mont Tchakpali (Atakpamè) dans la périphérie ouest du bassin du Mono.

Source : Klassou, 1996

Dans cette zone du bassin-versant, le ruissellement est fort, la déclivité des versants pouvant atteindre parfois 40 % ; l'infiltration des eaux est insignifiante sur les quartzites (c'est le cas du lac du barrage de Nangbéto). Les versants convexo-concaves sont donc d'origine composite. Ils résultent à la fois de la structure mais aussi de l'action de l'érosion différentielle mio-pliocène. La forte pente du relief et le ruissellement favorisent l'apparition de bancs cuirassés.

Positionnée en tête du complexe Mono-Ahémé-Couffo, la chaîne de l'Atacora/monts du Togo, bien que ne dépassent pas 1 000 m d'altitude, exerce une influence sensible sur les totaux pluviométriques. Cette chaîne accroît l'instabilité des masses d'air et renforce les facteurs pluviogéniques : c'est le siège de nombreuses perturbations et manifestations orageuses (Houndégénou, 1999).

1.2.2. Le contexte climatique

Les précipitations du complexe Mono-Ahémé-Couffo dépendent de plusieurs échelles spatiales. À l'échelle locale, la pluviométrie est fortement liée aux gradients d'énergie entre la plaine côtière et le golfe de Guinée ou encore entre les reliefs du nord-ouest et les zones plus basses. À l'échelle régionale, de nombreuses études ont montré que les précipitations au Togo-Bénin sont contraintes par l'organisation de la circulation atmosphérique ouest-africaine dans son ensemble, à la fois celle des basses couches (flux de mousson et d'harmattan) et celles de moyenne et haute atmosphère (respectivement jet d'est africain et jet tropical d'est).

Pour appréhender correctement la répartition spatiale et la variation temporelle des précipitations du bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo, il est avant tout nécessaire de raisonner à cette seconde échelle.

L'objectif de cette section est de présenter l'évolution saisonnière des conditions atmosphériques pour bien comprendre l'origine des différents types de régimes de précipitations du bassin.

1.2.2.1. L'évolution saisonnière des conditions atmosphériques à l'échelle du bassin-versant

L'élément majeur de la circulation atmosphérique au dessus de l'Afrique de l'Ouest et donc du secteur d'étude est la circulation de mousson, caractérisée par un renversement saisonnier des vents (Philippon, 2002). Par commodité, on peut décomposer cette circulation en deux composantes : une composante méridienne, représentative de la circulation de Hadley, et une composante zonale, représentative de la circulation de Walker (Fontaine et Janicot, 1992).

➤ **Les éléments de la circulation méridienne**

La mousson et l'alizé continental ou harmattan constituent les éléments fondamentaux de la circulation méridienne (Boko, 1988a). Ils sont liés à trois grands anticyclones subtropicaux qui interviennent dans le climat de l'Afrique de l'Ouest. L'anticyclone dynamique des Açores donne naissance à l'alizé du nord, vent relativement frais, riche en vapeur d'eau n'influençant que les franges ouest de la Mauritanie et du Sénégal. L'anticyclone continental du Sahara qui donne naissance à l'*harmattan*, un vent de nord-est, sec et chaud, permanent dans les couches moyennes de l'atmosphère (Amram, 1996). Enfin, l'anticyclone dynamique de Sainte-Hélène, dans l'Atlantique sud, est responsable de la *mousson*, un vent maritime de sud-ouest, tiède et très humide.

Dans l'hémisphère sud, la cellule anticyclonique de Sainte-Hélène, impulse l'alizé austral qui devient de la mousson, sur notre domaine d'étude. Ce flux d'humidité porteur de pluie vers le continent, n'est rien d'autre que l'alizé de l'hémisphère austral dévié sur sa droite par la force de Coriolis après franchissement de l'équateur (Brou, 1997). La mousson couvre ainsi tout le bassin (figure 1.7) dans les mois de juillet, août et septembre, influençant ainsi la dynamique hydrologique des fleuves Mono-Couffo.

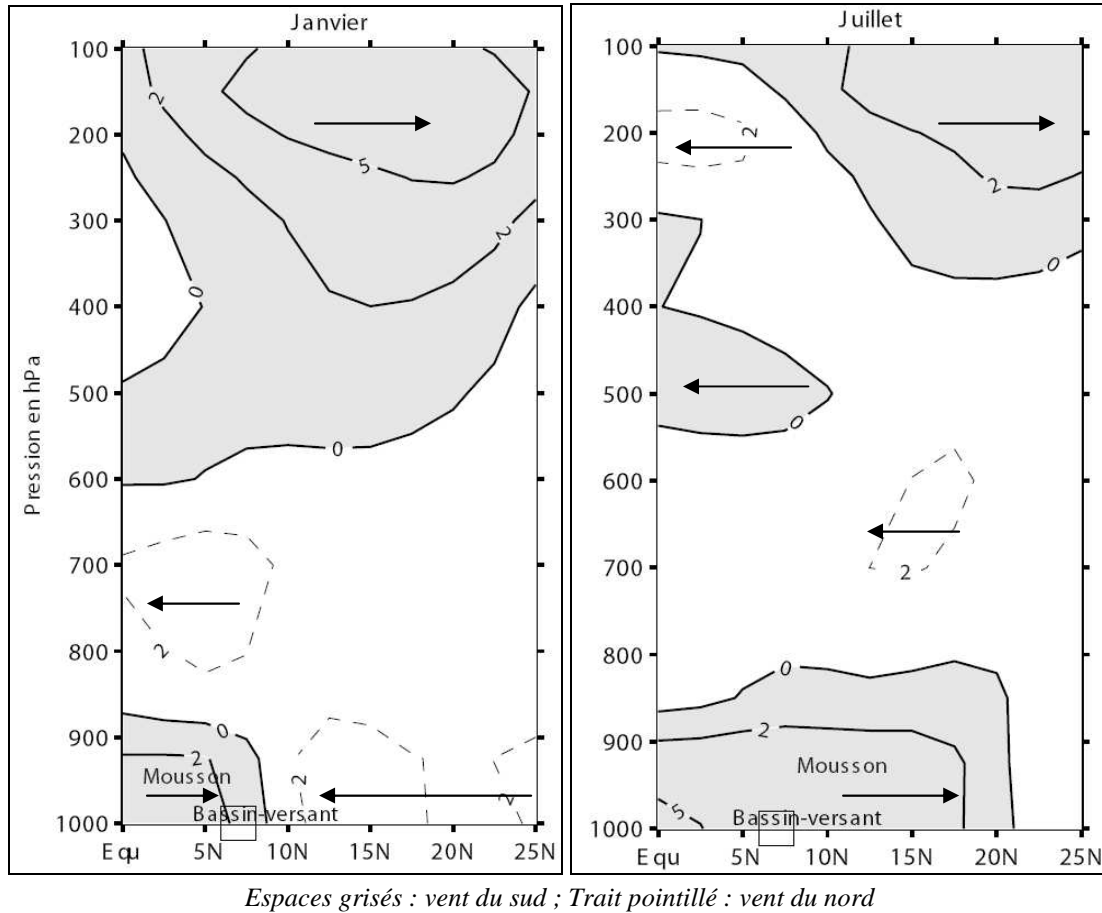


Figure 1.7 : Évolution saisonnière de la circulation méridienne du vent à la longitude du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo entre 1 000 et 100 hPa (moyenne 1968-1996 à partir des données NCEP) pour la région située entre l'équateur et 25° N et entre 0° et 2.5° E.

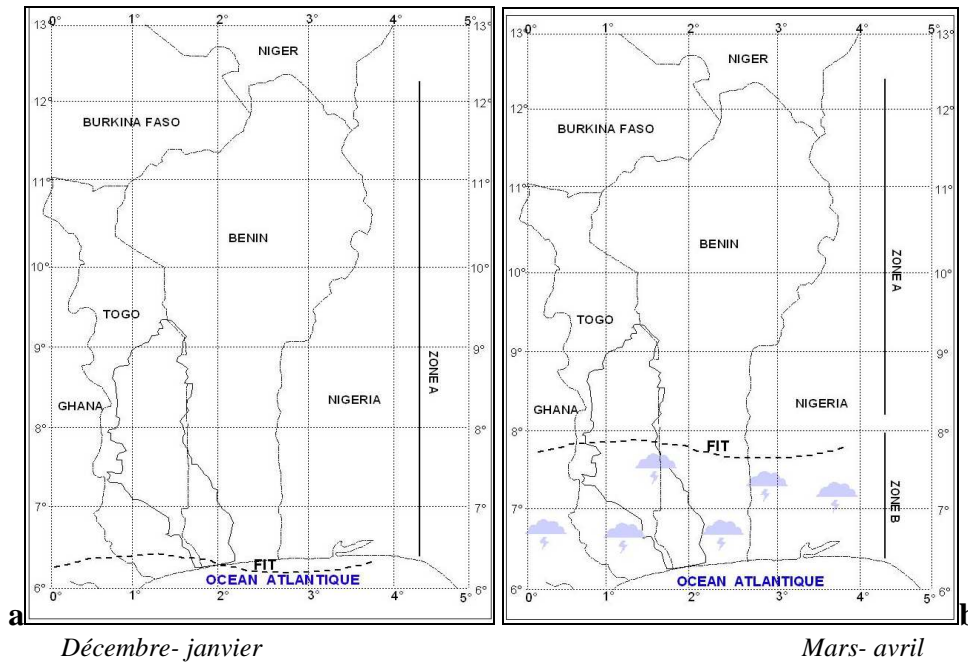
NB : Le carré sur la figure 1.7, indique la localisation du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

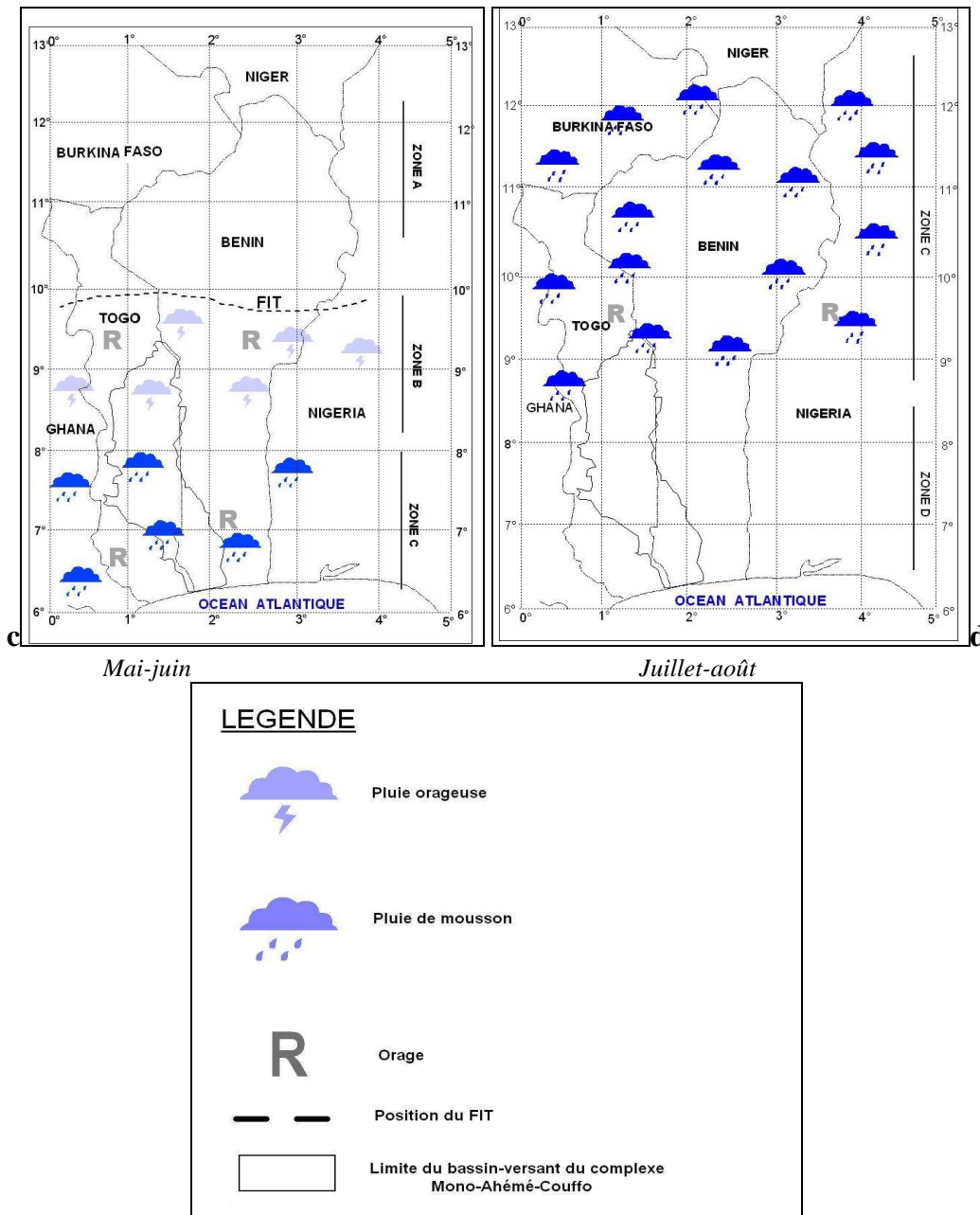
La convergence des flux d'humidité au niveau des basses pressions équatoriales ou équateur météorologique (EM) marque le fondement de la climatologie ouest-africaine. L'harmattan pénètre par poussées successives dans la région du golfe du Bénin par le nord-est jusqu'à la côte. Certaines années, il couvre deux ou trois périodes de quatre à huit jours entre fin novembre et fin février (Bokonon-Ganta, 1987). Ce vent à caractère chaud, sec et poussiéreux, a des effets saisonnièrement ressentis, dans les parties septentrionales du Bénin et du Togo et de façon plus éphémère dans les secteurs littoraux du golfe du Bénin.

Les flux d'harmattan et de mousson convergent au niveau d'une zone de basses pressions (ZCIT), induisant des mouvements convectifs et de la pluie. Au sein de celle-ci, le FIT : Front Inter Tropical (Leroux, 1970) constitue la limite entre le flux d'air humide venant de l'hémisphère sud et le flux d'alizés à composante nord-est et beaucoup plus chaud et sec après sa traversée du Sahara.

Les variations saisonnières de la position du FIT et de la ZCIT conditionnent la répartition des précipitations.

De décembre à janvier (figure 1.8a), voire février, le bassin-versant subit une saison sèche, dominée par l'alizé continental de nord-est (l'harmattan). Pendant cette période, les hautes pressions boréales (anticyclones des Açores et de Libye) envahissent l'Afrique tropicale humide, rejetant sur la longitude du golfe de Guinée, la zone de convergence vers le sud, à la latitude de 5° N (Brou, 1997). En mars-avril, la première saison des pluies dans le bassin se caractérise par un début des précipitations orageuses au sud de 8°N (figure 1.8b). Au cours des mois de mai-juin (figure 1.8c), la remontée vers le nord de la ZCIT fait que le bassin-versant est fortement arrosé avec des précipitations jusque vers 10°N : c'est la grande saison pluvieuse du domaine subéquatorial. De juillet à août (figure 1.8d), les précipitations augmentent plus au nord : c'est la période des maxima pluviométriques du domaine tropical ou soudanien, correspondant à la pénétration du flux de mousson sur le nord du bassin, repoussant le FIT vers le nord, aux latitudes 20-25° N. À ce moment, on observe une diminution brutale des précipitations mensuelles au sud du domaine guinéen, qui s'accroît au fur et à mesure qu'on se rapproche de l'océan : c'est la petite saison sèche. Ce domaine est alors sous l'influence de la branche subsidente de la cellule de Hadley australe qui inhibe l'activité convective (Planchon, 1996).





Ce déroulement saisonnier voit donc se succéder au-dessus du bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo quatre grandes « zones de temps » différentes (figure 1.9). La zone A, au nord de la tracé au sol du FIT, indique la grande saison sèche du bassin, avec la quasi absence des précipitations.

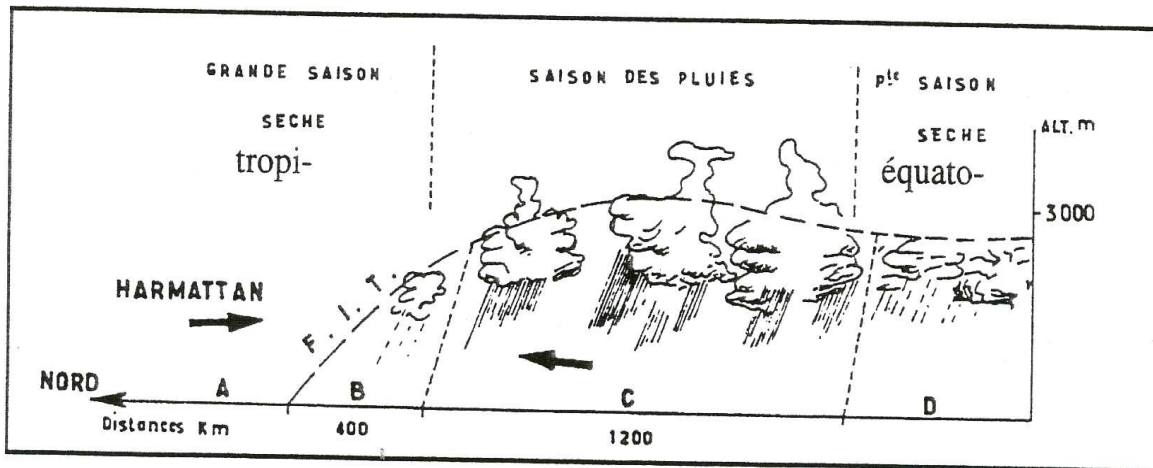


Figure 1.9 : Schéma des types de temps saisonniers en fonction de leur position par rapport au front intertropical (FIT).

Source : Casenave et al., 1989

Au sud de la tracé au sol du FIT, l'épaisseur de la mousson varie. Sur une distance de 300 à 400 km (figure 1.9, zone B), elle n'est pas suffisamment importante pour qu'il ait un développement convectif puissant (Laporte, 1990). Mais quelques formations nuageuses se développent favorisant une humidité assez élevée au sol. Cette zone B se situe sur le sud du bassin-versant du complexe Mono-Couffo vers mars-avril. Plus au sud (figure 1.9, zone C), les pluies sont beaucoup plus intenses et durables au fur et à mesure que l'épaisseur de la mousson devient importante (1 500 voire 2 000 m ou plus). Cette zone couvre la plus grande partie du bassin vers mai-juin. Ainsi, les perturbations majeures donnant l'essentiel des pluies interviennent au sein de la zone C (figure 1.9).

➤ **Les mécanismes fondamentaux de la circulation zonale dans le bassin-versant**

Le déplacement latitudinal de la zone de convergence intertropicale (ZCIT) et la circulation atmosphérique régionale influencent la variabilité spatio-temporelle des lames d'eau précipitées. Les événements anormalement pluvieux sont par exemple souvent associés à une augmentation de l'intensité du JTE (Jet Tropical d'Est) et à une diminution de celle du JEA (Jet d'Est Africain) (figure 1.10). Pour Wauthy (1983), le resserrement dans l'année de la saison des pluies serait aussi lié au fait que le déplacement de l'équateur météorologique (EM) conduit à une arrivée plus tardive et un départ plus précoce de la « zone d'activité pluviogénique ».

Les pluies de la mousson, de composante SW, qui progressent du sud vers le nord, constituent la plus importante source des précipitations affectant le bassin-versant de mai à septembre.

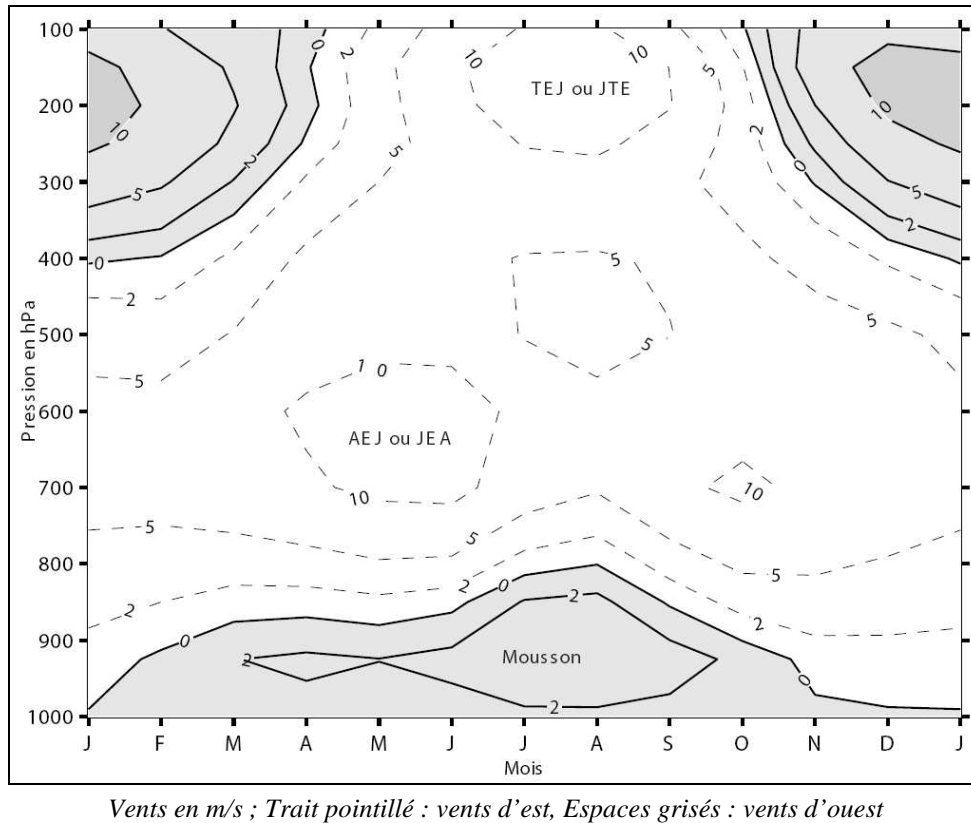


Figure 1.10 : Évolution saisonnière de la circulation atmosphérique zonale au-dessus du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo entre 1 000 et 100 hPa (moyenne 1968-1996 à partir des données NCEP) pour la région située entre l'équateur et 25° N et entre 0° et 2.5° E.

En altitude, les flux d'advection sont composés de JTE (Jet Tropical d'Est) et de JEA (Jet d'Est Africain). Leurs circulations déterminent le déplacement des perturbations nées au sein de la ZCIT.

- *Le Jet Tropical d'Est (JTE) des hautes couches*

On peut le suivre depuis le sud-est de l'Asie jusqu'à l'Afrique de l'Ouest au niveau de 100-200 hPa (figure 1.11), soit entre 12 à 15 km d'altitude. Il est entretenu par la libération de chaleur latente au niveau des zones de mousson où la ZCIT est la plus active. Ce flux atteint sa vitesse maximale sur le golfe d'Aden, mais reste relativement rapide au-dessus de l'Afrique occidentale (5° et 15° N) en juillet-août et ne s'affaiblit qu'à l'ouest de 10° W (Camberlin, 1987).

- *Le Jet d'Est Africain (JEA) des moyennes couches*

Situé vers le niveau 500-600 hPa, (figure 1.11) soit 4 à 5,5 km d'altitude, il semble naître aux confins orientaux du Tchad. Il naît de la différence de températures entre le continent africain et l'océan Atlantique. Spécifiquement ouest-africain, il résulte ainsi des forts gradients de température entre les régions subtropicales et les régions équatoriales (Boko, 1988a ;

Houndénou, 1992). De ce fait, sa vitesse et sa position latitudinale sont variables (figure 1.11). Le JEA atteint son intensité maximale en juillet-août, alors que son axe se situe vers 15° N (légèrement au nord du bassin -versant). Il introduit un cisaillement vertical inhibiteur aux précipitations.

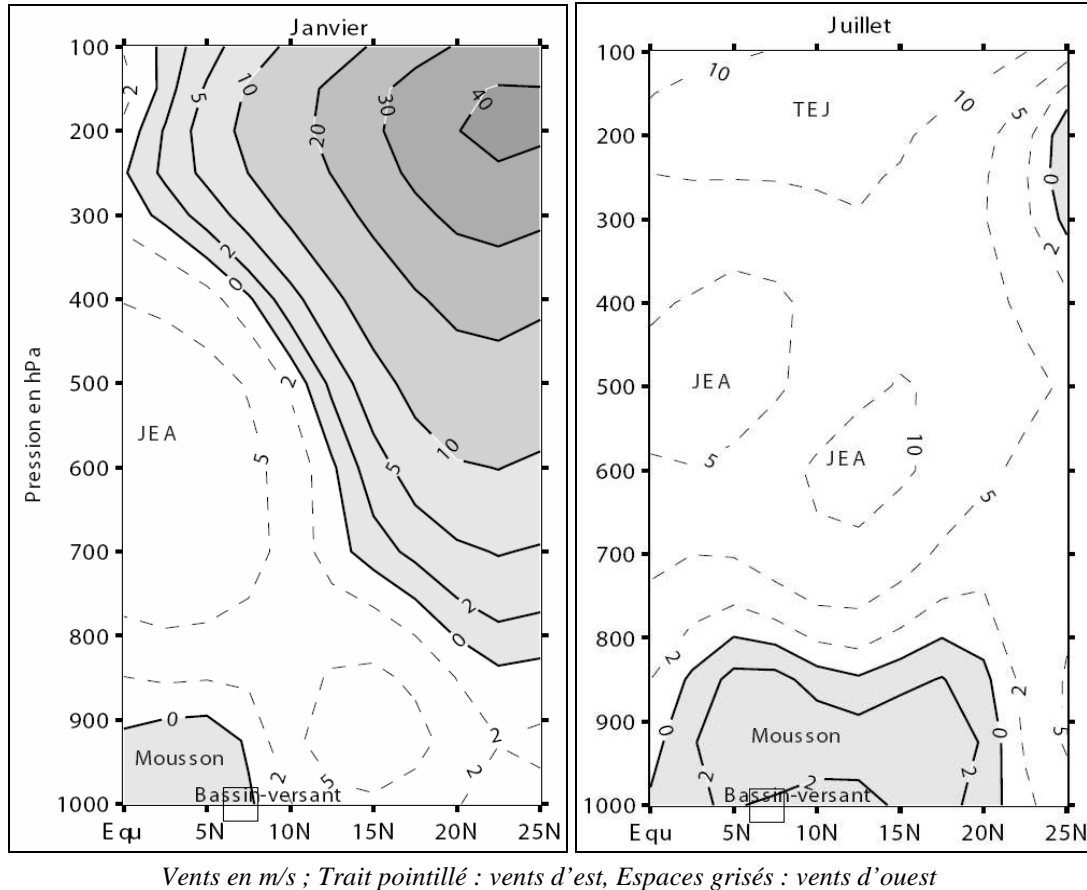


Figure 1.11 : Composante zonale du vent à la longitude du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo entre 1 000 et 100 hPa (moyenne 1968-1996 à partir des données NCEP) pour la région située entre l'équateur et 25° N et entre 0° et 2.5° E.

La dynamique atmosphérique qui détermine les principaux mécanismes pluvio-gènes dans l'espace ouest-africain imprime les rythmes pluviométriques qui gouvernent le bassin-versant.

1.2.2.2. Les régimes pluviométriques du complexe Mono-Ahémé-Couffo : typologie par classification hiérarchique ascendante

La plupart des travaux portant sur le sous-bassin-versant du Mono (Rossi et Blivi, 1995 ; Gnogbo, 1996 ; Blivi, 2000a ; Blivi, 2000c) sur la base d'études générales réalisées à l'échelle ouest-africaine ou du Bénin et du Togo, subdivisent le climat du bassin en deux types, le climat subéquatorial, de la côte à la latitude 7°30' N et le climat tropical, entre 7°30' et 9°20' N. Une typologie des régimes de précipitations à l'échelle du bassin va permettre de mieux préciser la répartition saisonnière à l'échelle du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

À cet effet, nous proposons une régionalisation fondée sur une classification hiérarchique ascendante des précipitations mensuelles de l'ensemble du complexe Mono-Ahémé-Couffo pour la période 1961-2000. La méthode utilisée (cf. chapitre 2) prend en compte les stations à l'intérieur du bassin et celles qui sont à proximité immédiate. La partition en trois classes (figure 1.12) fait apparaître les différents domaines climatiques qui règnent dans le bassin : le domaine tropical humide correspond à la classe 3, avec une seule saison des pluies ; le domaine subéquatorial correspond aux classes 1 et 2, avec deux saisons des pluies distinctes. Ces classes sont conformes à celles obtenues par Planchon (1996), qui a étudié avec la même méthode et 46 stations, les régimes pluviométriques de l'espace du golfe de Guinée en le partitionnant en trois classes. Remarquons cependant que l'instabilité pluviométrique du domaine tropical peut, certaines années, remettre en question cette repartition. Cela fera l'objet d'une discussion dans le chapitre 3. Ici, l'objectif de notre démarche est de montrer l'organisation du champ pluviométrique du complexe en domaines climatiques homogènes.

La figure 1.13 donne la répartition spatiale des différents types de régimes pluviométriques au sein des deux grands domaines climatiques du bassin. De la côte à la latitude 7°30' N, le complexe a un régime pluviométrique bimodal. Le climat est ici subéquatorial, subdivisé en subéquatorial maritime (de la côte à la latitude 6°35' N, classe 2) et en subéquatorial intérieur (de 6°35' à 7°30' N, classe 1). De 7°30' à 9°20' N environ (domaine tropical humide, classe 3) le régime est unimodal (figure 1.13).

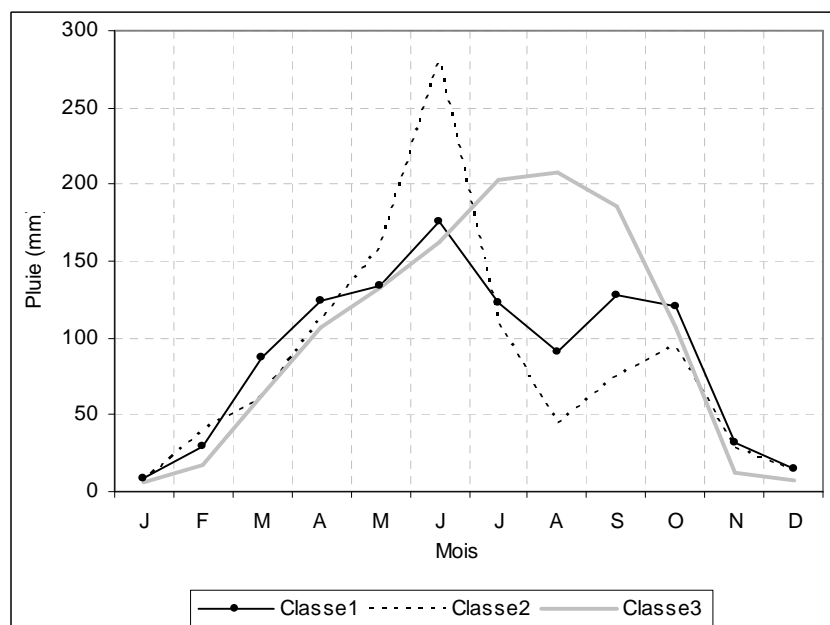


Figure 1.12 : Classification hiérarchique ascendante des précipitations de 1961-2000 des stations du bassin-versant du complexe en trois types de classes.

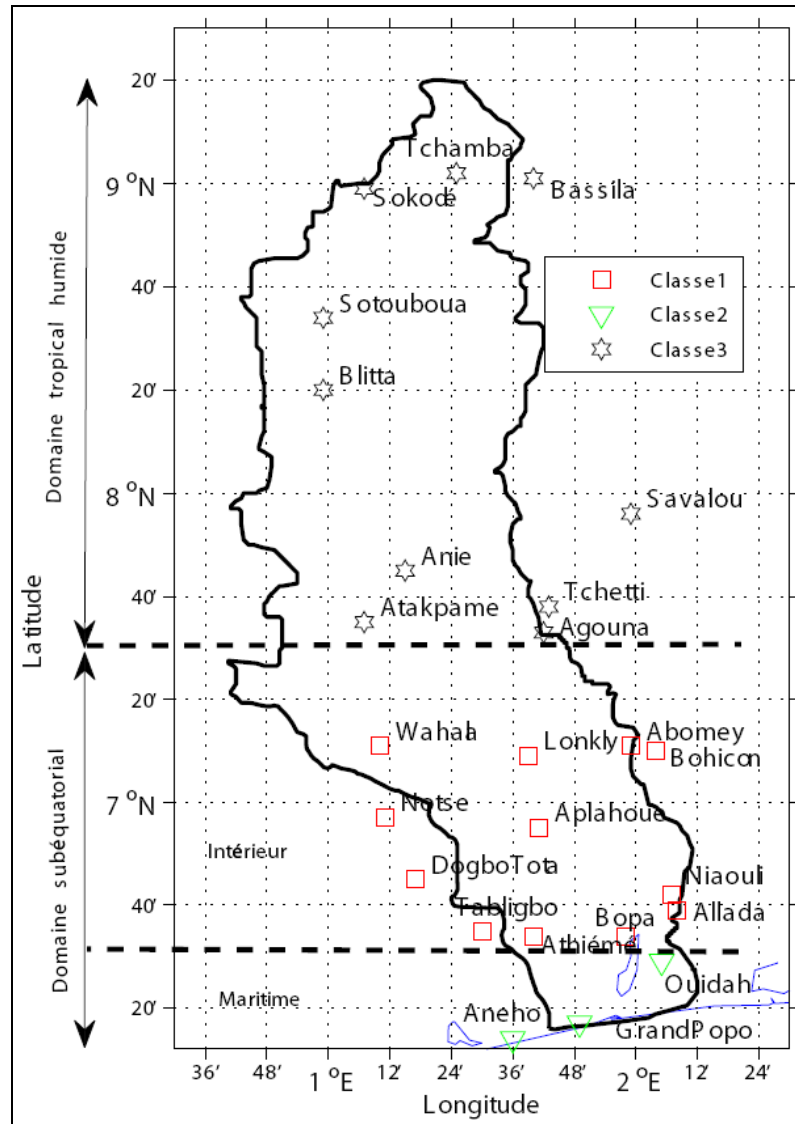


Figure 1.13 : Cartographie des différents domaines climatiques du bassin.

Les stations côtières ou proches de l'océan ont un rythme pluviométrique subéquatorial avec un maximum en juin (280 mm) et un minimum en août (44 mm). Plus au nord, à 50 km à l'intérieur des terres, les stations présentent le même rythme climatique que celles de la côte, mais avec des valeurs extrêmes différentes : un maximum en juin, beaucoup moins prononcé avec 175 mm et un minimum en août, moins accusé que sur la côte, avec 92 mm. Cette division dans le domaine climatique subéquatorial souligne le rôle de l'océan, comme l'a déjà montré Planchon (1996). Ainsi, les faibles précipitations sur la côte en août, survenant en dehors de la saison des pluies de mousson, sont dues en particulier aux interactions entre les brises de mer et les circulations d'échelle synoptique.

Les régions situées plus à l'intérieur (classe 3) du bassin connaissent leur maximum pluviométrique en août. Annuellement, elles sont aussi plus arrosées (1 211 mm) que celles de la classe 1 (1 069 mm) et de la classe 2 (1 022 mm). Ces résultats sont différents de ceux

obtenus par Planchon (1996) qui montre que les régions côtières sont plus arrosées que celles de l'intérieur. Cette faiblesse des précipitations au sud s'explique par la diagonale de sécheresse liée aux effets d'upwelling qui affectent les régions côtières béninoise, togolaise et ghanéenne (Bokonon-Ganta, 1987) alors qu'au nord jouent les effets pluviogènes du relief.

➤ **Le climat soudano-guinéen ou subéquatorial**

Encore appelé « climat béninien » (Adam et Boko, 1993), il s'étend de la côte jusque vers 7°30 N. Il est caractérisé par deux saisons sèches et deux saisons pluvieuses (figure 1.12 supra).

La distribution des précipitations est surtout liée aux quantités reçues pendant la période de la mousson (Planchon, 1996), car les précipitations sont ici très abondantes au cours de la *grande saison des pluies* d'avril à juillet. Elles représentent 50 à 60 % des abats pluviométriques annuels, dont 30 % pour le mois de juin à lui seul. La *petite saison sèche*, qui dure en moyenne de la troisième décennie de juillet à mi-septembre représente 15 à 20 % du total annuel. Ce fléchissement des pluies au sud du 8^e parallèle nord au cœur de l'été a deux explications : d'une part, la remontée de la ZCIT vers le Sahel et, d'autre part, les faibles températures de Surface de l'Océan (TSO) sur la côte (Piton, 1987 et 1989 ; Fontaine, 1990a). Mais cette rémission pluviométrique de la petite saison sèche est inégalement marquée d'une année à l'autre. Elle est différente de la grande saison sèche proprement dite liée à l'avancée maximale de la ZCIT et du flux de mousson vers le nord.

À la fin de l'été, le renforcement progressif de l'anticyclone égypto-libyen dans les basses couches et, parallèlement, l'affaiblissement progressif de l'anticyclone de Sainte-Hélène et la redescende de la ZCIT en latitude, engendrent un retour des précipitations sur le sud du Bénin (Boko, 1988a) : c'est la *petite saison des pluies*, qui représente 16 à 23 % des totaux moyens annuels. Cette saison s'étend de mi-septembre à mi-novembre, suivie par la période des plus faibles précipitations au sud du bassin, enregistrées dans les mois de décembre à février, parfois mi-mars : c'est la *grande saison sèche* qui totalise seulement 8-9 % du cumul moyen annuel. Elle est marquée aussi par le souffle de l'harmattan, avec une siccité de l'air, et par moments, par des brouillards côtiers qui influent sur l'évaporation. Ces brouillards sont particulièrement marqués et plus tenaces dans la dépression de la Lama

Les phénomènes kérauniques observés, sont favorisés par la présence en arrière de la ligne côtière, de zones fluviales (Ouémé, Couffo et Mono), de vastes lacs et lagunes (Nokoué, Ahémé, Ahô), véritables « pièges » à orages qui naissent en grappes et se succèdent autour

des étendues d'eau (Pérard, 1992a). Certains d'entre eux, généralement plus violents sont liés aux lignes de grains ouest africaines. Certaines années, la fréquence de ces phénomènes peut provoquer des inondations dans le secteur de la basse vallée des fleuves Mono, Couffo et Ouémé.

Au-delà de 7°30 N environ, le rythme et le volume des pluies changent sensiblement.

➤ **Le climat subsoudanien de type tropical humide**

Ce type de climat couvre la partie nord du bassin succédant pour des formes de transition au type « béninien ». Il se caractérise par un régime unimodal (figure 1.12 supra) du cycle saisonnier des pluies, avec 82 à 84 % des pluies annuelles reçues entre mai et octobre et 16 à 18 % entre novembre et avril.

Il présente un maximum pluviométrique au cœur de l'été hémisphérique en juillet-août, en relation avec la migration saisonnière de la ZCIT. La saison des pluies en été boréal s'oppose à une saison sèche en hiver boréal dont la durée et l'intensité augmentent avec la latitude (Sultan, 2002). Mais selon Moron (1994), si la pluviométrie augmente en Afrique tropicale humide, cela est non seulement lié à l'accélération et de l'épaississement du flux de mousson au-delà de 8° N, mais aussi et surtout d'une structure verticale atmosphérique ici plus favorable aux ascendances.

Les relations entre pluies et les écoulements dépendent de la nature des formations géologiques.

1.2.3. Le contexte hydrogéologique de l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo

Le bassin hydrographique du complexe, d'une superficie de 27 870 km², s'étend globalement sur deux grandes unités géologiques (figure 1.14) : les formations sédimentaires et de *Terre de barre* au sud et le socle cristallin au nord. Les formations de socle dominant, affleurent sur plus des deux tiers du bassin-versant et elles jouent sur les dépôts alluvionnaires.

Ces formations géologiques ont une sensibilité différente à l'érosion (tableau 1.I) marquée par les caractères du climat et de l'occupation du sol. Ainsi les roches métamorphiques peu transformées tels que les schistes sont plus sensibles à l'érosion que les roches métamorphiques très transformées (gneiss) du bassin.

Tableau 1.I : Séquence d'érodibilité mécanique des roches d'après leurs propriétés physiques (texture et structure) dans le bassin.

<div style="display: flex; align-items: center; justify-content: center;"> <div style="border: 1px solid black; padding: 5px; writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg);">Sensibilité à l'érosion</div> <div style="margin: 0 10px;"> + ↓ - </div> </div>	Roches	Complexes lithologiques
	- Sédimentaires meubles	- Sableux
	- Sédimentaires poreuses et friables	- Marneux/carbonatés
	- Métamorphiques peu transformées	- Schistes
	- Sédimentaires imperméables	- Argileux
	- Sédimentaires consolidées	- Calcaires ou grès
	- Métamorphiques très transformées	- Gneiss
	- Plutoniques (granite, quartz, micaschistes)	- Cristallin

Source: Tessier, 2003, modifié à partir des travaux de terrain, 2007

Le bassin étant constitué de deux grandes formations géologiques, conjointement l'infiltration n'est pas uniforme. Au niveau du socle cristallin constitué d'un mélange de roches métamorphiques et éruptives de l'Atacorien et du Dahoméyen, l'infiltration est lente et le ruissellement rapide. En revanche, une meilleure infiltration prévaut dans les secteurs couverts par les formations sédimentaires composées des faciès argilo-sableux et marneux. Dans ce dernier cas, la réponse du bassin aux événements pluvieux est plus lente. Ces formations gorgées d'eau la restitue aux rivières en période d'étiage, ce qui explique, par exemple, la pérennité de l'écoulement dans le bassin sédimentaire côtier. Dans le détail cependant, l'infiltration et l'écoulement dépendent des différentes textures et structures du substrat, de même que des associations de faciès qui peuvent se développer à l'intérieur de chaque aquifère (Allen, 1978 ; Webb et Anderson, 1996 ; Fisher et Zwart, 1997 ; Aigner *et al.*, 1999).

Les travaux de Slansky (1962), Lévêque (1969), Paradis (1976), Texier et Maslin (1983), Lang et Paradis (1977 et 1984) ; Lang *et al.*, (1986 et 1988) ; Lang (1990) ; Oyédé (1983 et 1991) ; Klassou (1991) ; Blivi (1993) ; Rossi et Blivi (1995) et de Gnongbo (1996), ont permis de distinguer les grands traits structuraux du bassin du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

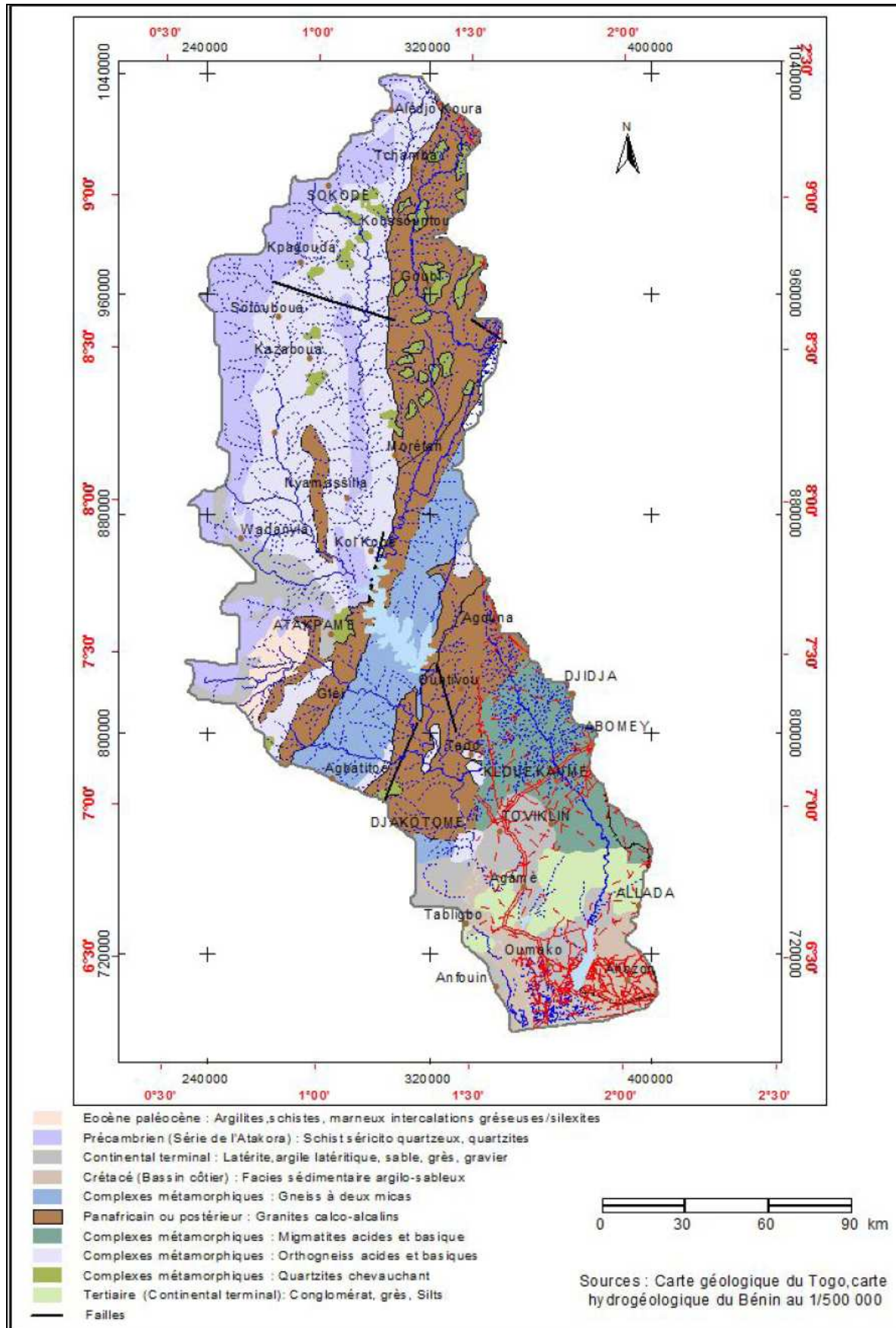


Figure 1.14 : Géologie du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

La figure 1.15 présente la coupe synthétique chrono-stratigraphique du bassin sédimentaire côtier, effectuée sur le plateau de Vo-Hahotoé en territoire togolais. Elle permet de résumer l'évolution géologique du domaine côtier.

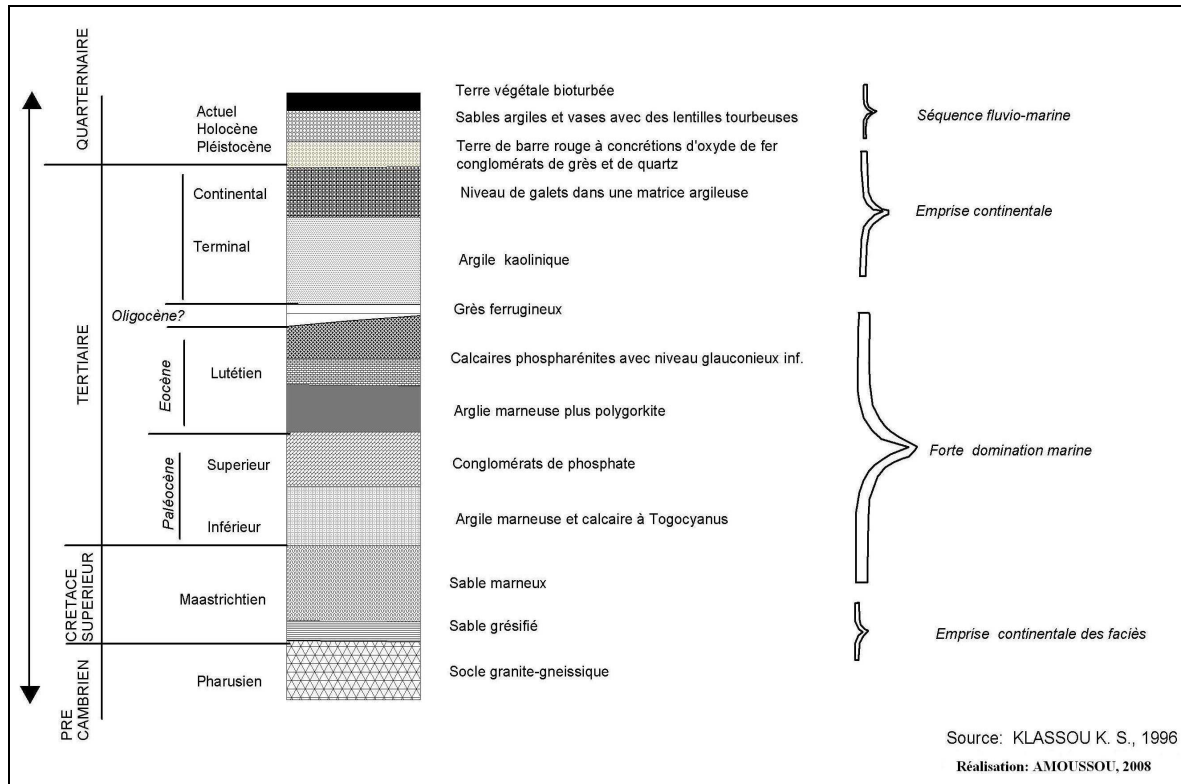


Figure 1.15 : Coupe verticale chronostratigraphique du bassin sédimentaire côtier (plateau de Vo-Hahotoé) sur une profondeur de près de 900 m.

Elle montre que le socle granito-gneissique très profond à des faciès à emprise continentale, mis en place au cours du **Pharusien**. Ce dernier est caractérisé par un cycle néoprotérozoïque précoce, daté entre 870-840 Millions d'années et recouvert par des formations volcano-sédimentaires (Boukhalfa, 2002). La transgression marine **dano-maastrichtienne** marquant le début de la sédimentation a donné des faciès marneux et calcaires dans le bassin. Au **Maastrichtien** (crétacé supérieur, de 72-65 Millions d'années), deux faciès d'origines différentes se sont déposées en discordance au-dessus du socle : un sable grésifié d'origine continentale, et un sable marneux à dominance marine. Le **Maastrichtien** est profond, mais croît graduellement d'épaisseur : de 50-60 m au nord à plus de 800 m à proximité de la côte. L'ensemble de ces sédiments continentaux et marins du Crétacé, faiblement transformés par altération et par oxydation sont déposés sur le cristallin, constituant ainsi un manteau d'altérites localement épais.

Les sédiments du **Paléocène** à l'**Éocène** sont à prédominance argileuse avec des intercalations calcaires et de conglomérats de phosphate montrant leur origine marine (figure 1.15). Ils sont

déposés au moment où on assiste à un réchauffement de l'ordre de 5°C des eaux profondes océaniques (Lajenf *et al.*, 2005). Le **Paléocène** (65,5-55,8 Millions d'années,) est la première époque de l'ère Tertiaire ou Cénozoïque. De façon générale, il se place en effet entre deux crises importantes du monde biologique : l'extinction des foraminifères planctoniques à la limite **Crétacé-Tertiaire** et une extinction des foraminifères benthiques à la limite **Paléocène-Eocène** (Lajenf *et al.*, 2005). L'**Eocène** s'étendant entre 54-40 Millions d'années (deuxième époque du Tertiaire) est marqué par la formation des calcaires phospharénites et est caractérisé par une présence importante de glauconies et d'argile marneux plus polygorkite (figure 1.15) dans le bassin. Lui succède l'**Oligocène** (38-24 Millions d'années) qui est marqué par un dépôt des grès ferrugineux d'origine marine, et un affaissement des faciès de l'**Eocène** dû à la présence des failles.

Les formations du **Continental Terminal** (dernière époque du Tertiaire), sont des formations continentales essentiellement détritiques, argileuses ou grés-argileuses. Le **Continental Terminal** constitue un aquifère important dans le bassin du fait de ses multicouches, de son extension et de l'accès facile à la ressource en eau. Les forages réalisés sur cet aquifère comportent systématiquement des crépines et offrent des débits variant de 20 à plus de 100 m³/h en général (Gnélé, 2005). Le **Continental Terminal** est recouvert par les plus récents dépôts fluvio-lagunaires du **Quaternaire** à dominance sablo-argileuse et vaseuse dans la plaine inondable. Ces alluvions quaternaires subactuelles et actuelles ont une épaisseur moyenne de 20-40 m, voire 80 m par endroits (dans les grandes vallées alluviales). Ces sédiments renferment localement des aquifères d'eau douce ou saumâtre dont l'accès est liée à la position du biseau salé et à la réalimentation des lentilles en eau douce (Gnélé, 2005). Ainsi, bien souvent, on observe au sud du bassin une contamination de ces aquifères du fait de la remontée du biseau salé au niveau des côtes suite à la surexploitation de ces réservoirs côtiers. C'est le cas de certains puits à Grand-Popo, Nazoumè, Kpétou, etc. au Bénin.

Cette réserve hydrique du quaternaire étant facile d'accès et d'ailleurs non renouvelable, constitue la principale source d'alimentation en eau potable pour la plupart des populations rurales et même urbaines. Actuellement se posent les problèmes de surexploitation de la nappe (le débit d'exploitation est supérieur au débit de recharge), surtout dans la partie centrale du bassin.

La configuration des formations géologiques du bassin-versant a également déterminé l'organisation du réseau hydrographique.

1.2.4. Les caractéristiques hydrographiques et hydrologiques du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo

Hormis sur le système lagunaire, dans l'ensemble du bassin-versant, les ressources en eau superficielle sont globalement estimées à $3\,336.10^6\text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (BCEOM/SOGREAH/ORSTOM, 1993). Ce capital hydrique se répartit entre deux sous-bassins-versants d'inégale importance : le Mono ($3\,185.10^6\text{ m}^3.\text{an}^{-1}$) et le Couffo ($151.10^6\text{ m}^3.\text{an}^{-1}$).

Encaissés dans les formations du *Continental Terminal* sur le cours inférieur, ces fleuves coulent dans des vallées larges d'environ 10 km pour le Mono et de 10 à 30 m pour le Couffo. Leur pente est très faible (0,04 à 0,06 m/km pour le Mono et 0,3 m/km pour le Couffo) dans la plaine côtière où le fleuve Mono, en particulier, décrit de larges méandres au travers des zones inondables avant de rejoindre la lagune côtière, puis l'embouchure unique du complexe Mono-Ahémé-Couffo (Le Barbé *et al.*, 1993). Le Couffo, se jette, lui, dans le « lac » Ahémé à la latitude d'Agonsa, village situé à environ 5 km au nord de la ville de Bopa. Le « lac » Ahémé communique avec la lagune côtière et la mer par le biais du chenal Ahô. Dans leur cours supérieur, ces fleuves présentent des pentes fortes qui orientent le sens d'écoulement des rivières. Le Couffo, présente une pente beaucoup plus marquée (5 à 13 m/km) que le Mono (6 à 11 m/km) de direction nord-est.

Le système lagunaire (lagune côtière-chenal Ahô-« lac » Ahémé) joue un rôle important dans le fonctionnement hydrologique du bassin, du fait de sa position à l'interface terre-océan. Il est un réservoir de stockage et une zone d'échanges avec l'océan Atlantique, par les passes, et les cours d'eau côtiers du Bénin et du Togo. Nous y reviendrons.

1.2.4.1. Les composantes du réseau hydrographique

➤ Le fleuve Mono

Long de 527 km, le fleuve Mono sert de frontière entre le Bénin et le Togo sur près de 148 km (Le Barbé *et al.*, 1993). Avec une profondeur variant de 3 à 8 m suivant les sections et les périodes, il draine un bassin-versant de $24\,057\text{ km}^2$ à Kouéta (près de Grand-Popo). De la source au nord du village d'Agbanankin, son orientation N-S, change en WNW-ESE entre Agbanankin et Gbèkon et son dernier parcours est W-E, parallèle à la côte (figure 1.2 supra).

De nombreux rapides jalonnent son cours : il s'agit des rapides de Bélia, Katong, Bègba, Adjarala (site d'un futur barrage à 97 km en aval de Nangbéto) (figure 1.16), Arandoulé, Agbako et Drékpon.

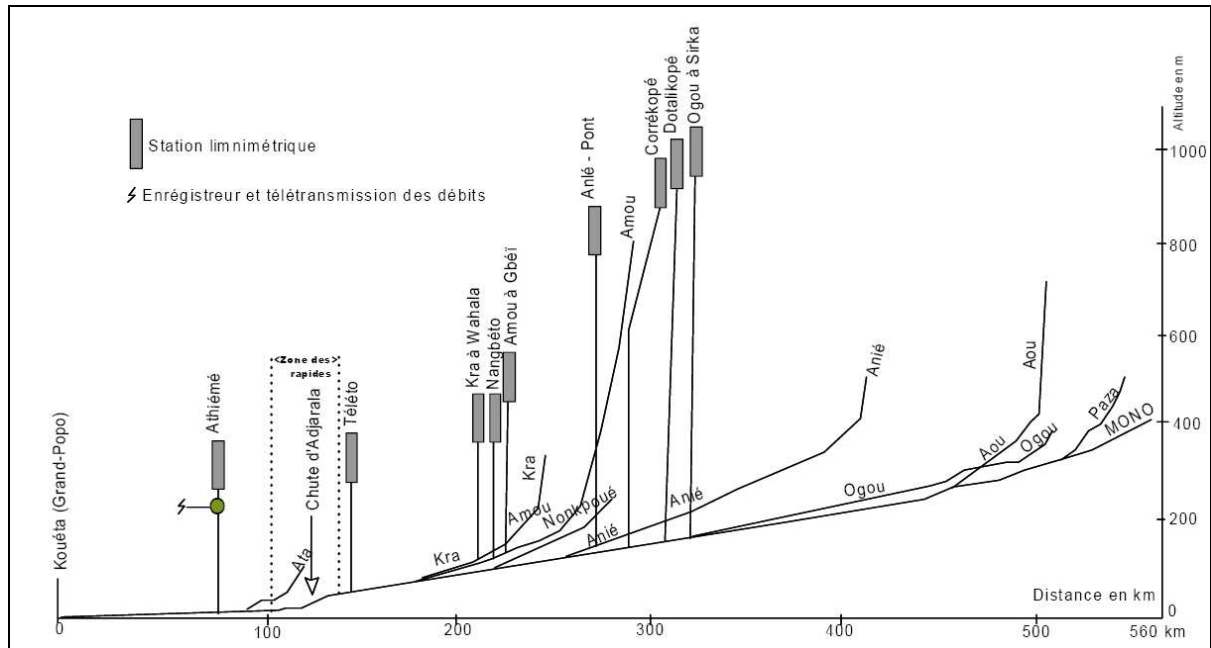


Figure 1.16 : Profil du fleuve Mono.

Source : Le Barbé et al., 1993, et Klassou, 1996.

Les principaux affluents du fleuve Mono sont (figure 1.16) : l'Ogou (210 km) et l'Anié (161 km). Ils prennent respectivement leur source dans le massif de Tchaoudjo (au Togo) à 400 m d'altitude avec une pente de 1,2 m/km et sur le mont Fazao à 500 m d'altitude avec une pente de 2,5 m/km. Plus en aval, les affluents Amou (114 km) et Amoutchou (62 km) proviennent du plateau Akposso vers 800 et 830 m d'altitude, suivant alors une pente moyenne très forte de 6,45 m/km et 11 m/km (Klassou, 1996). Enfin l'affluent Kra (69 km) prend sa source au mont Haïto à 390 m d'altitude. Sa pente moyenne est de 3,6 m/km.

La basse vallée présente un réseau hydrographique très développé, avec présence de mares et de lacs à la périphérie. En plus du Mono, existe un autre axe de drainage bien marqué ; celui de la Sazué (63 km), avec une pente très faible, qui reçoit les rivières Dévédo (22 km) et Savédo (40 km) sur la rive gauche du Mono.

➤ Le fleuve Couffo

Long de 190 km, le fleuve Couffo draine un bassin-versant de 3 000 km² et prend sa source au Togo dans les monts Djami, près du village de Tchetti (Bénin) à 240 m d'altitude. Il coule dans un lit étroit, totalement sec à l'étiage (pendant les mois de janvier à mars), sauf à son extrémité sud vers Agbodji dans la commune de Bopa, du fait qu'il coule sur du granite et des embréchites imperméables. Dans sa partie sud, le lit se caractérise par un chenal d'écoulement large de 75 m. Il est localement appelé lac Toho (Le Barbé et al., 1993) et présente une profondeur variant de 2,50 m à 5 m (Amoussou, 2003).

Les principaux affluents du fleuve Couffo se trouvent dans la partie nord du bassin (figure 1.17). Ce sont, sur la rive droite : l'Aiokpé (sous-bassin-versant de 47 km²), le Honvè (166 km²), le Dra (147 km²), et sur la rive gauche, le Gougou (36 km²), l'Agougan (90 km²), et le Lahoun. Ils ont des pentes fortes de 5 à 13 m/ km (Le Barbé *et al.*, 1993), facilitant le ruissellement vers le lit : d'où le régime torrentiel du Couffo.

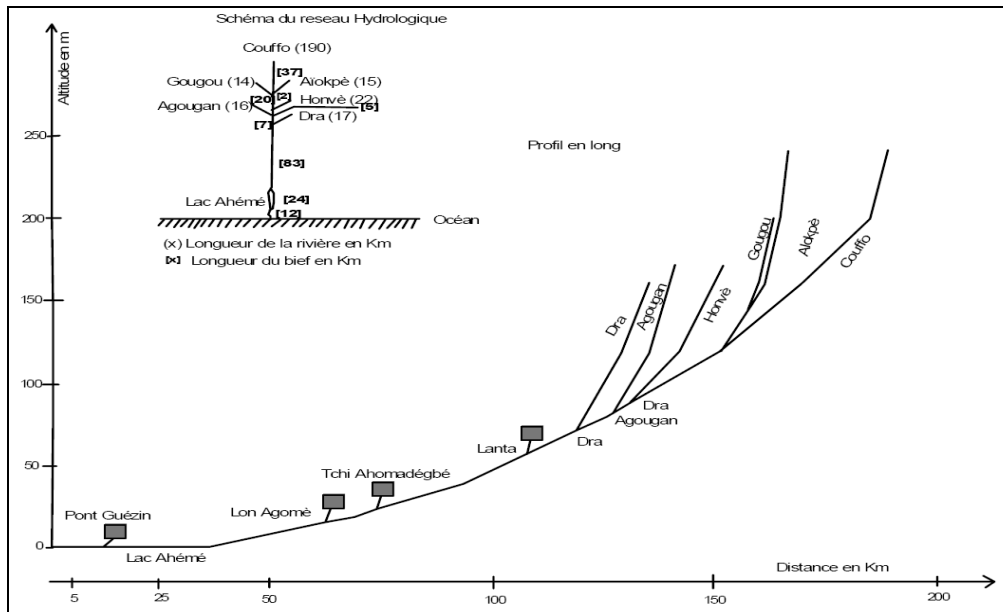


Figure 1.17 : Sous-bassin-versant du Couffo (d'après Le Barbé *et al.*, 1993).

➤ Les lacs de la plaine côtière

Durant la transgression nouakchottienne ou à l'holocène (5 500 BP), le niveau de la mer est monté à environ 1 m au-dessus du niveau actuel (Klassou, 1996). Cette transgression a créé, dans le sud du bassin du Mono, de petits lacs de barrage. Ce sont les lacs Wozo (0,74 km²), Togbadji (4 km²), Dati (0,74 km²), Doukonta (0,4 km²), Djeto (0,1 à 0,2 km²), Toho (9,6 km²), Egbo, Dré, Godogba sur la rive gauche du fleuve, et les lacs Alago, Togo et Elia sur sa rive droite. Parmi ces lacs, certains sont sacrés et interdits de pêche (Djeto, Egbo). D'autres ont connu un comblement total à partir de matériaux issus du *Continental Terminal* (Tastet, 1974 et 1979 ; Tastet et Guiral, 1993). Les eaux saumâtres de ces lacs sont restituées aux cours d'eau lors des périodes d'étiage, en particulier au Mono. Toutefois, ces eaux alimentent aussi abondamment la rivière Sazué. Le stockage des eaux dans les lacs en amont (retenue de Nangbéto) et dans la plaine inondable entre Tététou et Athiémé crée des divergences de débit. C'est le cas par exemple entre la station hydrométrique de Tététou située en aval immédiat de la retenue de Nangbéto et en amont de la paline et celle d'Athiémé, en aval.

Au cours de la dernière transgression flandrienne correspondant à la fin du dernier épisode de glaciation (*Würm*), la mer a fortement envahi les basses vallées des fleuves Mono et Couffo et

entraîné la création du « lac » Ahémé, qui est considéré comme une ancienne ria (Oyéédé, 1983). Pour Gaillard (1981), le « lac » Ahémé résulterait d'un affaissement récent suite à des mouvements néotectoniques. La présence de sources d'eaux chaudes (45 à 50°C) dans la partie centrale du bassin, sur la rive ouest du « lac » Ahémé à Possotomè et Bopa serait aussi en relation avec ces mouvements tectoniques. Encaissé, le « lac » Ahémé (70 à 100 km²) reçoit en amont les eaux du fleuve Couffo, en aval celles du fleuve Mono et celles de la mer par le biais de la lagune côtière et du chenal Ahô (long de 12 km).

1.2.4.2. Le fonctionnement hydrographique du système lagunaire

C'est l'ensemble formé par la lagune côtière, le chenal Ahô et le « lac » Ahémé. Le cycle hydrologique annuel de ce système se caractérise par des échanges complexes et rythmés entre les eaux continentales des fleuves Mono et Couffo et les eaux marines (figure 1.18), en fonction des forçages exerçant sur les interactions entre les deux domaines continental et marin. Ces différents échanges hydrologiques au sein du système lagunaire déterminent la variation spatio-temporelle des paramètres physico-chimiques de l'eau. L'intrusion marine est responsable des fortes salinités et conductivités de l'eau et de la présence d'espèces marines de poissons dans la basse vallée.

Les fleuves Mono et Couffo jouent aussi un rôle déterminant dans les échanges d'eau de la basse vallée. La dynamique de leur écoulement sera analysée plus en détail dans le chapitre 3 et leur influence dans la sédimentation dans le chapitre 5. Rappelons ici que l'influence marine est fortement marquée et que l'estuaire du Mono présente les traits d'une embouchure tidale, indicateur d'un échange actif entre les milieux lagunaire et marin une bonne partie de l'année (Oyéédé, 1991).

L'eau du système lagunaire coule ainsi en alternance du « lac » Ahémé à l'embouchure du Mono (marée basse) et de l'embouchure vers le lac (marée haute). La marée haute entraîne la remontée des eaux du fleuve Mono et Sazoué dans le chenal et leur mélange aux eaux marines (Oyéédé *et al.*, 2007). À marée basse, en revanche, des eaux douces se déversent dans la mer par la « Bouche du Roi ». Ce mouvement de marée se produit pendant 6 heures de façon alternée. Les marées sont en effet de type semi-diurne (deux hauteurs maximales et deux hauteurs minimales par jour), avec un marnage faible, d'un mètre en moyenne. Ces conditions sont modifiées en période de tempête (août-septembre) où cette valeur atteint ou dépasse 2 m.

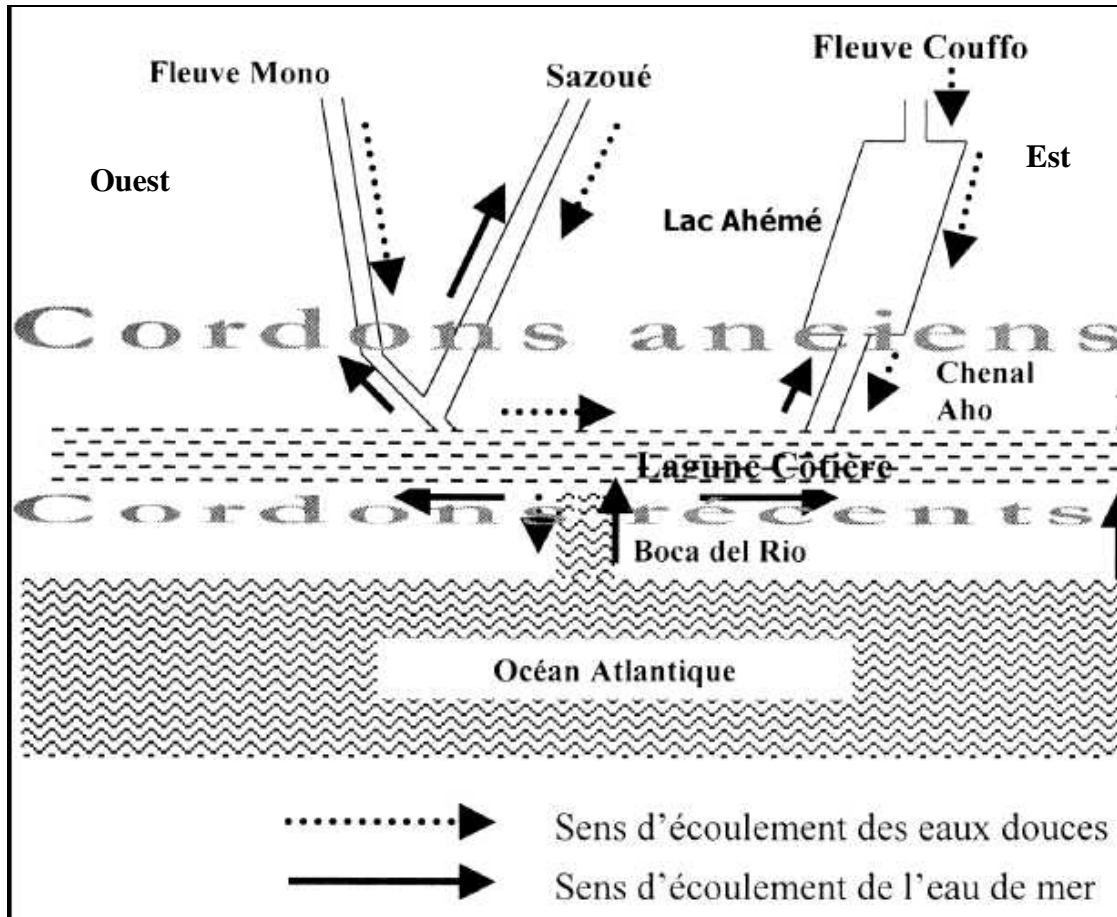


Figure 1.18 : Influence des eaux marines et continentales dans le complexe.

Source : Oyédé, 1991 et modifié

Les apports d'eau salée au système sont évidemment plus importants en période d'étiage. L'arrivée d'un volume considérable d'eau marine, rend l'eau saumâtre et modifie l'écosystème lagunaire. L'une des conséquences de cette salinisation est dans cette situation la disparition des poissons d'eau douce, que confirment les dires des populations de pêcheurs enquêtées.

La houle, la dérive littorale et les vagues affectent aussi la dynamique du système lagunaire.

Les houles, sont le plus souvent d'origine lointaine. Elles ont une longueur d'onde qui varie entre 160 et 200 m (NEDECO, 1975) suivant la vitesse du vent, est assez régulière avec une hauteur moyenne de 1 à 1,5 m. Sa variation en intensité est liée à celle des vents provenant de l'anticyclone de Ste Hélène et à celle de la circulation méridienne de type Hadley (Miège, 1990). La période de renforcement de la houle coïncide avec le maximum pluviométrique de juin à août. Houle et vagues rythment ainsi le mouvement sédimentaire dans le système lagunaire. Les effets de la houle et des vagues, joints à ceux des courants marins, à capacité d'énergie modérée ou élevée, permettent d'expliquer une dérive littorale importante, notamment entre Grand-Popo et Djondji, qui se traduit en particulier par des transports de

sédiments le long du littoral. La dérive littorale, est fondamentale dans les processus morpho-sédimentaires, car elle assure le transport des sédiments en direction de l'est (exemple Grand-Popo, Djondji...). Lors du déferlement de la houle et des vagues, l'énergie est dissipée et transformée en turbulence qui conjointement érode la côte et remet en mouvements les sédiments transportés par les courants marins et fluviaux (Viguié, 2001).

Les courants littoraux jouent donc un rôle fondamental dans la configuration du littoral, dans sa morphodynamique, sur les déplacements et la distribution des espèces vivantes dans l'hydrosystème. Au large du golfe du Bénin, ces courants ont une vitesse moyenne de 1 m/s d'ouest en est, avec une capacité de transport de 1,2 millions m³/an (Vincent-Cuaz, 1960 ; Baglo, 1989). Ils sont toutefois très irréguliers en vitesse en fonction des situations météorologiques et des vents océaniques.

La mise en service du barrage de Nangbéto en 1987 a entraîné d'importantes modifications hydrologiques dans le fonctionnement du système lagunaire. Ainsi, les lâchers d'eau de la retenue de Nangbéto ont porté le débit moyen à Athiémé à plus de 187 m³/s, ce qui a sensiblement modifié la dynamique hydrologique de la basse vallée et donc abaissé le marnage maximal à 0,70 m à Avlo et 0,56 m à Lanhou (Guilcher, 1990 ; Oyédé, 1991). Les lâchers d'eau en période d'étiage provoquent une augmentation du débit moyen d'au moins 37 m³/s, entraînant ainsi une perturbation hydrologique dans la zone estuarine. Ce changement hydrologique limite à l'estuaire du Mono, les courants de marée, diminue le taux de salinité dans le système lagunaire. Nous reviendrons sur ce point plus loin (cf. chapitre 5).

Les caractéristiques hydrodynamiques des sols jouent également un rôle dans ces échanges eau douce/eau salée, ainsi que sur la sédimentation.

1.2.5. Les sols du bassin Mono-Ahémé-Couffo

Le bassin-versant de l'hydrosystème porte une grande diversité de sols : les sols modaux dans les milieux marins littoraux, les sols à pseudogley, les vertisols, les sols ferrallitiques, les sols ferrugineux et les lithosols (figure 1.19) (Volkoff, 1965 ; Volkoff et Willaime, 1976 ; Poss et Rossi, 1987 ; Azontondé, 1988). Ils jouent un rôle sur l'évapotranspiration via la végétation, mais c'est sur les propriétés hydrodynamiques des sols que nous insisterons ici. Nous étudions la capacité de rétention en eau des différents sols qui dépend essentiellement de sa granulométrie, de leur porosité et de leur perméabilité (Beauchamp, 2001).

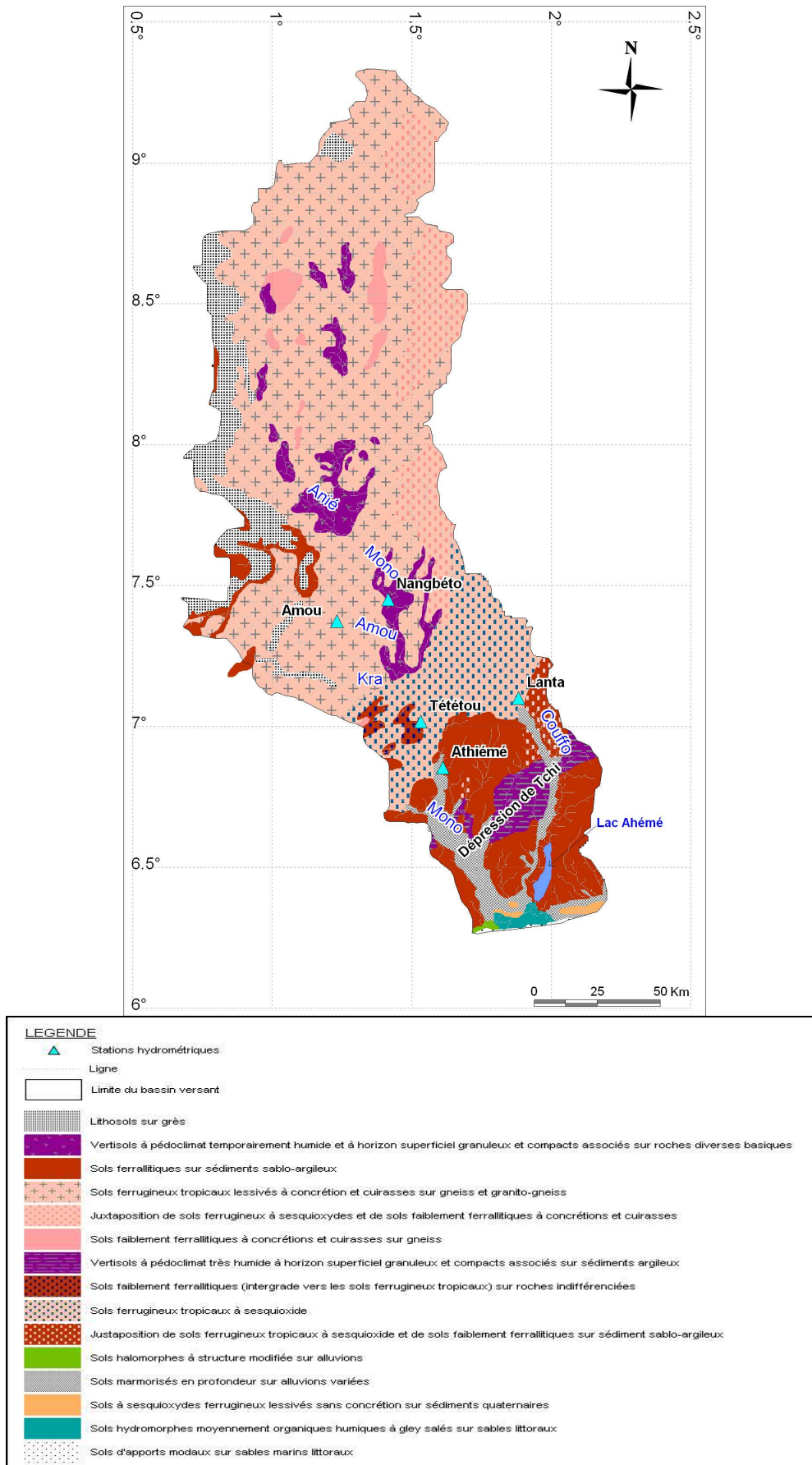


Figure 1.19 : Pédologie du bassin-versant.

Source : CENAP (Centre National d'Agropédologie), Atlas cartographique de la région sud du Bénin, 1985 et Esquisse de la carte pédologique du Togo au 1:500 000^e de 1962.

1.2.5.1. Les sols modaux sur sables marins littoraux

Ils sont essentiellement issus de sables marins et sont peu évolués, avec un pH compris entre 5 et 6 (Volkoff, 1965). Ce sont donc des sols acides avec une faible capacité d'échanges cationiques. Ils sont pauvres en matières organiques. Ils se singularisent par de bonnes caractéristiques physiques (profondeur, drainage, pénétrabilité) aussi par de piètres propriétés hydriques et chimiques (faible capacité de rétention pour l'eau et pour les éléments minéraux). Aussi leur fertilité dépend-t-elle très étroitement de leur passé cultural, qui conditionne l'ampleur des réserves minérales disponibles (d'origine organique principalement). Leur aptitude agronomique est faible, mais la cocoteraie, la production du manioc et du maïs, témoignent d'une modeste activité agricole sur les sols de ces anciens cordons littoraux.

1.2.5.2. Les vertisols ou les sols hydromorphes à gley

Les vertisols du bassin sédimentaire côtier recouvrent le fond argileux de la dépression de Tchi et d'une façon générale le fond des vallées. Leur propriété dépend de leur position topographique. À l'ouest du bassin au bas des versants, appelés « bas fonds », ce sont des vertisols lithomorphes grumosoliques modaux et à l'est du bassin, des sols noirs montmorillonitiques, très fertiles, développés sur les formations argileuses, marneuses ou calcaires du *Paléocène* et de l'*Éocène* (Azontondé, 1991 ; Tollo, 1996). Imperméables, plus ou moins asphyxiants, mais très fertiles, ils sont très difficiles à travailler du fait de leur engorgement en période pluvieuse. En saison sèche en se desséchant, ils présentent de larges fentes de rétraction. Sur le bassin, les riverains travaillent ces sols à toutes les saisons pour les cultures, du fait de leur humidité permanente.

1.2.5.3. Les sols hydromorphes à pseudogley

Ces sols résultent de l'accumulation et de la transformation en milieu inondé périodiquement des matières organiques et minérales. Ils évoluent dans une ambiance physico-chimique d'anoxymorphie favorisant des phénomènes d'oxydo-réduction (Azontondé, 1991). Ils se trouvent en bas de pente sur une roche-mère acide et subissent un lessivage intense par les eaux pluviales. Ils occupent la majeure partie des basses vallées des sous-bassins du Mono, du Couffo et de leurs affluents, de la rivière Sazué, des marais de Dohi, de Gogotinkponmè et tout le long du chenal Ahô. Ces sols assez fertiles se forment dans un environnement caractérisé par un déficit prolongé en oxygène dû à une saturation temporaire ou semi-permanente du milieu par la nappe phréatique. Leur évolution et leurs caractères dépendent de la lame d'eau précipitée, de la remontée de la nappe phréatique et des apports terrigènes des

différents cours d'eau. Ils sont riches en argiles (30 à 60 %), assez profonds (> 1 m). Leur perméabilité est moyenne en surface et faible en profondeur. Leur réserve hydrique est faible : 75 à 100 mm environ (Azontondé, 1991).

1.2.5.4. Les sols ferrallitiques

La ferrallitisation apparaît principalement au sud du bassin sur plus de 50 km de la fin de la plaine littorale à l'intérieur du bassin de part et d'autre de la frontière bénino-togolaise. Ces sols sont issus des sédiments meubles argilo-sableux du *Continental Terminal* (« Terre de barre ») et des grès sur sédiments du crétacé (Azontondé, 1991). Relativement fertiles, ils sont cultivés, mais sont très sensibles à l'érosion. Sur les versants des plateaux, les sols ferrallitiques offrent particulièrement une faible résistance aux agents d'érosion surtout lorsqu'ils sont débarrassés du couvert végétal. Ils ont de bonnes propriétés physiques et hydrauliques, néanmoins leur réserve en eau est assez faible et leur structure peut se dégrader rapidement s'ils sont également cultivés (Azontondé, 1991).

Dans le bassin inférieur de l'hydrosystème, ces sols, riches en fer, perméables sont fortement utilisés en agriculture itinérante sur brûlis. Ils portent aussi des formations forestières denses humides quand la ferrallitisation est plus marquée (sols ferrallitiques forestiers) (figure 1.20). Ce milieu où a été réalisée la toposéquence est aujourd'hui très anthropisé du fait de la forte pression démographique foncière. Il est caractérisé par une altération très poussée des minéraux primaires.

Sur la figure 1.20, trois profils de sol ont été réalisés. On remarque une succession constante de trois niveaux. La nappe de gravats est plus épaisse sur le plateau qu'en bas de pente, et le niveau de terre fine s'épaissit dans la zone colluvionnaire du bas de pente concave. L'hydromorphie est évidemment de plus en plus marquée, au fur et à mesure qu'on descend vers le bas-fond. On note une décroissance des stocks organiques dans les sols cultivés par rapport aux sols forestiers, ce qui peut s'expliquer par la diminution des apports de matières végétales, par une décomposition plus rapide des matières organiques liée aux façons culturales (Djegui *et al.*, 1992) et par le drainage des particules dans la vallée.

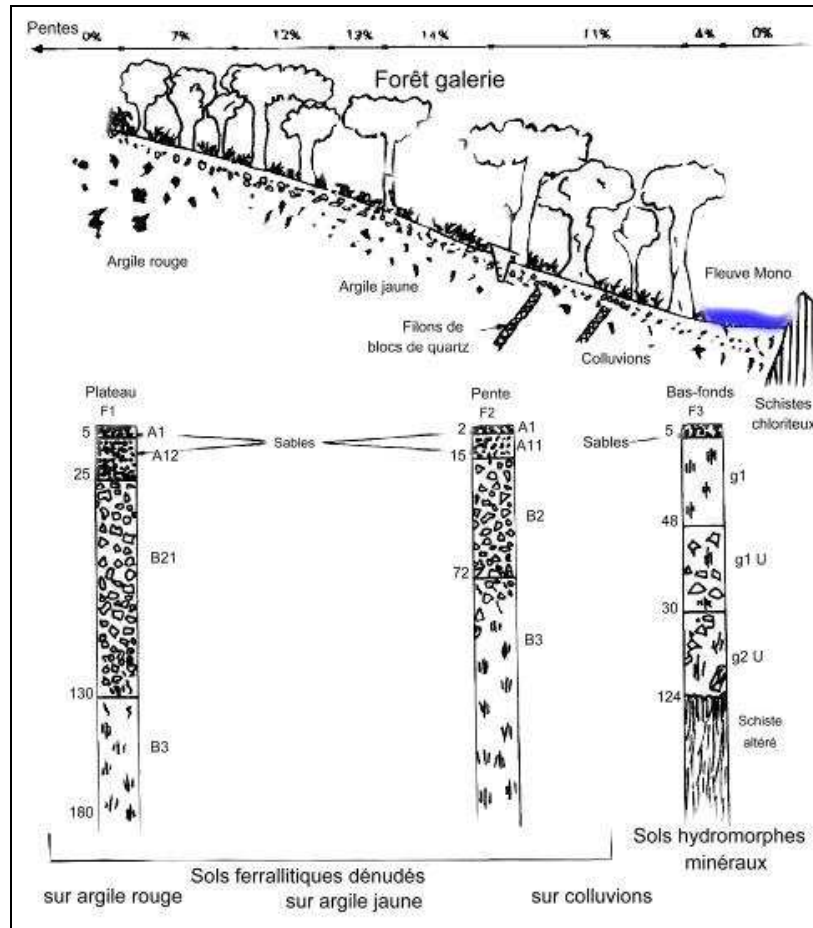


Figure 1.20 : Toposéquence de la forêt-galerie le long du fleuve Mono à Athiémi.

Source : Roose et Godefroy, 1977 ; modifié en 2007 à partir des données de terrain.

1.2.5.5. Les sols ferrugineux tropicaux

Ils sont issus de l'altération du socle précambrien sous régime pluviométrique unimodal et occupent la plus grande partie du bassin (entre 7° et 9° 20' N). Ils sont caractérisés par un lessivage intense et résultent d'une forte altération (Amoussou, 2003). Ils sont sableux en surface mais, au-delà de 50 cm, ils deviennent sablo-argileux, argilo-sableux, ou sablo-argilo-graveleux, ce qui les rend imperméables (Togbé, 2003).

Leur capacité de rétention en eau est faible du fait de leur épaisseur. Mais ils sont très intéressants pour l'agriculture une fois qu'on leur apporte de l'engrais. Suivant leur capacité de drainage et leur perméabilité, trois catégories peuvent être distinguées : les sols ferrugineux tropicaux à concrétions sur embréchite (la teneur en argile varie de 5 à 25 %), plus perméables que les sols ferrugineux tropicaux lessivés hydromorphes (taux d'argile variant entre 35 à 40 %) et les sols ferrugineux tropicaux lessivés non concrétionnés. Ces derniers sont caractérisés par une hydromorphie temporaire due à l'accumulation d'argile (Aubert, 1967) qui leur confère une texture ne leur permettant qu'une faible réserve d'eau.

1.2.5.6. Les lithosols du liseré montagneux et des inselbergs

Ils couvrent l'arc montagneux Atacora/monts du Togo et les buttes et reliefs reliques du socle, et ils proviennent de roches métamorphiques rigides comme les quartzites, les micaschistes et le gneiss (Klassou, 1996). Ils sont très sensibles au ruissellement du fait des contraintes majeures telles que les pentes (3 à 7 %, voire 15 %) et l'imperméabilité du substrat, surtout en absence de couvert végétal. L'interdépendance des différentes caractéristiques du sol (épaisseur réduite et texture sableuse) limitent la capacité de rétention d'eau des lithosols qui sont par ailleurs peu utilisables en agriculture, du fait de la topographie.

Au total, l'ensemble du bassin-versant de l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo présente une variété de sols à potentialités diverses. Ils interviennent dans l'hydrodynamisme du bassin et leurs caractères physique et hydraulique sont souvent défavorables à l'infiltration : faible capacité de rétention d'eau, forte érodibilité, forte pierrosité et faible épaisseur. Ils sont aussi déterminants dans la physionomie des formations végétales.

1.2.6. Les formations végétales du complexe

La végétation joue un grand rôle dans l'infiltration ; elle retient la lame d'eau précipitée en diminuant la vitesse du ruissellement et peut donc modifier le débit et le régime hydrologique.

La répartition des formations végétales dans le bassin-versant dépend des héritages, de l'environnement climatique actuel (pluie et humidité), de la pédologie et de la variation du taux de salinité des sols (région côtière) et de la pression anthropique. Ainsi, du sud au nord du bassin, plusieurs formations végétales principales peuvent être schématiquement identifiées. Leur degré d'anthropisation sera discuté dans le chapitre 4.

La région côtière du bassin est colonisée par des peuplements de mangrove (photo 1.2) à *Rhizophora racemosa* (palétuvier rouge), à *Avicennia africana* (palétuvier blanc) et à *Achrosticum aureum* (fougère des mangroves). Ces formations forment un écosystème aquatique intégré aux processus hydrologiques. Elles sont composées d'espèces halophiles : *Paspalum vaginatum*, *Echinochloa pyramidalis*, *Mimosa pigra*, *Phyllanthus reticulatus*, *Ficus asperifolia*, *Pterocarpus santalinoïdes* ; (Mondjannagni, 1969 et 1977 ; Rossi, 1984 ; Akoègninou, 1984 et 2001 ; Gayibor, 1986 ; Toffi, 1991 ; Gnongbo, 1996), elles sont parfois en association avec les forêts-galeries des bourrelets de berge.



Cliché Amoussou, 2006

Photo 1.2 : Formations végétales de mangroves dans la basse vallée à Loti et à Gogotinkponmè, le long du chenal Ahô.

Sur les cordons littoraux, on trouve la palmeraie à *Elaeis guineensis* et à *Raphia* et la cocoteraie à *Cocos nucifera* (Akoègninou, 1984). La strate végétale basse est ici surtout herbacée et comporte, entre autres, *Paspalum vaginatum* et *Andropogon gayanus* (Amoussou, 2003), favorables au développement de l'élevage.

Plus à l'intérieur, le bassin-versant porte, en plus de la forêt-galerie, des îlots de forêts décidues et reliques (photo 1.3) le long des cours d'eau. Ces formations sont composées d'espèces ligneuses comme *Ceiba pentandra*, *Antiaris toxicaria*, *Diospyros sp*, *Borassus aethiopum*, *Detarium senegalensis* (Paradis, 1977 et 1983 ; Merlet, 1987 ; Banque Mondiale, 1992). Les secteurs du bassin couverts de forêts reliques sont en défens selon les règles strictes de la tradition. C'est le cas, par exemple, de la forêt *Dèhouzoun* (« forêt de grâce ») à Avakpa, d'une superficie de 0,75 hectare, composée d'espèces comme *Parkia biglobosa*, *Xanthoxylum xanthoxyloïdes*, *Antiaris toxicaria*, *Kaya senegalensis* et *Albizia globerrima*.



Clichés Amoussou et Totin, 2005

Photo 1.3 : Formations végétales protégées dans le bassin-versant.

Le secteur sud-ouest du bassin (Agomè-Seva, Afangnan, Attitogon, Agbanakin), comporte surtout des savanes arborées constituées d'espèces soudano-guinéennes comme *Anogeissus leiocarpus*, *Vitellaria paradoxa*, *Isoberlinia doka*, *Entada abyssinia*, *Parinaris farinos* (Tchamié, 1988 ; Akpagana, 1989) et des savanes boisées (*Parkia biglobosa*, *Daniella oliveri*, *Bombax buenoposense*).

Du centre au nord du bassin, on rencontre des formations ligneuses dans une formation mésophile avec des forêts-galeries couvrant surtout le versant oriental des monts Togo et les collines de Tchetti, de Sokodé et d'Atakpamè (Klassou, 1991, 1996 ; Akpagana, 1989). Cependant, le domaine est surtout occupé par une formation de savane arborée constituée d'espèces soudano-guinéennes comme *Albizia spp*, *Anogeissus leiocarpus*, *Vitellaria paradoxa*, *Isoberlinia doka*, *Kaya senegalensis*, *Entada abyssinia*, *Parkia biglobosa* et *Parinaris farinosa* (Gayibor, 1986 ; Tchamié, 1988 ; Akpagana, 1989 ; Banque Mondiale, 1992). Dans le secteur le plus au nord, on rencontre également des espèces savanicoles à *Anogeissus leiocarpus*, *Isoberlinia doka* et à *Vitelaria paradoxa*. Sur les pentes élevées des monts Togo/Atacora, se développent des formations herbeuses à graminées comme *Hyparrhenia barbetti*, *Loudetia togoensis*, *L. scaëtae*, *Andropogon pseudapricus*, dont les racines favorisent l'érosion linéaire des sols en début de saison pluvieuse (Klassou, 1996). Ces formations végétales sont soumises à une forte pression humaine qui menace certaines d'entre elles.

1.3. Facteurs humains : un bassin-versant fortement anthropisé

L'histoire montre que le sud du Bénin et du Togo a été très tôt des pôles d'attraction des populations. La géographie explique en partie cette attractivité : les conditions climatiques et pédologiques, le relief, constitué par de grandes étendues planes (sauf le haut bassin), les masses d'eau et les vallées limoneuses ont très tôt représenté des conditions favorables au développement du peuplement de la pêche et de l'agriculture. Les axes fluvio-lagunaires ont favorisé la migration des populations de la civilisation Tado, berceau des Adja-Ewé, l'ethnie qui a peuplé le sud du Togo et du Benin. Ainsi, différents sites-carrefours ont émergé la région à la faveur des échanges sociaux, religieux, culturels et économiques.

1.3.1. Une population assez dense

Aujourd'hui, la densité de population moyenne (75 hts/km², FAO, 2002) masque une répartition inégale entre le nord et le sud du bassin. La population est très dense dans la région

côtière (230 hts/km²) et, assez forte sur les plateaux (105 à 120 hts/km²), alors qu'elle est plus faible sur les monts Togo/Atacora, c'est-à-dire dans le haut bassin (5 à 15 hts/km²). Ceci est lié à la présence des montagnes n'offrant pas de grands espaces cultureux. La population du bassin est d'environ deux millions (UEMOA, 2006), avec un accroissement annuel de 2,9 % au Togo (2004) contre 2,82 % au Bénin (2005). Cette croissance de la population, est caractéristique de l'Afrique de l'ouest.

Les alliances matrimoniales et la colonisation de nouvelles terres ont conduit à une extrême imbrication des groupes socio-culturels et elles modifient progressivement la répartition spatiale de la population. La majorité de cette population est d'origine Adja-Ewe, composée surtout des Adja, Kotafon, Ouatchi, Sahouè, Ewé, Ana, Tchi, prioritairement agriculteurs et Mina, Xwla, Pédah, surtout des pêcheurs. S'ajoutent quelques communautés Fon, Kotokoli et Aïzo, agriculteurs ou pêcheurs. D'autres peuples venus du Niger et d'Oyo au Nigéria (Yoruba, Dendi et Djerman) sont également présents sur le bassin. Ils exercent souvent la profession de commerçant.

Sur le plan religieux, les populations sont en majorité animistes, bien que le Christianisme et l'Islam soient en progression. Dans le bassin, les appartenances ethniques culturelles et culturelles fondées sur le culte du *vôdoun* marquent le mode de vie individuel et collectif, de gestion des écosystèmes et des communautés villageoises.

Une approche ethno-climatologique et ethno-hydrologique aide à mieux comprendre l'organisation des activités socio-économiques dans un espace où la diversité ethnique est importante. Cette *tradi-hydrométéorologie*, fondée sur les mouvements saisonniers lunaires et des observations empiriques, constitue pour les populations les références rigoureuses en particulier pour la pratique de la pêche et de l'agriculture.

1.3.2. Les perceptions socio-anthropologiques de l'évolution hydro-pluviométrique

Une gestion des écosystèmes doit tenir compte aujourd'hui de la reconnaissance du poids de la tradition dans les rapports entre société et environnement. Boko (1988a) suggérait déjà d'intégrer la conception paysanne dans la compréhension des faits environnementaux. C'est dans cette logique que, pour coupler la perception climatique locale à la réalité scientifique, Pérard (1992b) a proposé d'enrichir l'application du « *modèle scientifique* » météorologique, en le confrontant au « *modèle traditionnel* ». Ainsi, il s'agit ici de présenter la perception

traditionnelle de la notion de temps et de climat, des phénomènes hydrologiques et de la gestion du complexe.

1.3.2.1. La perception traditionnelle du temps et du climat

Bien que le bassin-versant du complexe soit occupé par plusieurs groupes socio-culturels, la région du golfe de Guinée est dominée par l'aire culturelle Aja-Ewé (Bokonon-Ganta, 1987 et 1991), subdivisée en plusieurs sous-groupes linguistiques, dont nous en avons retenu quatre, du fait de leur importance : Ewé (cette langue est parlée du sud au nord-ouest du bassin) et Mina au Togo ; Aja et Xwla au Bénin. Pour les locuteurs de ces langues, le temps et le climat sont des manifestations de la puissance divine, des divinités du *vôdoun* servies par des esprits. Ils distinguent quatre saisons (deux saisons sèches et deux saisons pluvieuses) alternées au sud du bassin et deux saisons (une saison sèche et une saison pluvieuse) au nord, toutes d'inégale durée. Mais les conceptions ne varient pas du nord au sud, seules diffèrent légèrement les terminologies. Dans le golfe du Bénin, et précisément au Bénin et au Togo, la gestion des ressources en eau et du temps est fondée sur la perception et la maîtrise des risques météorologiques (Boko *et al.*, 1990 ; Pérard *et al.*, 1991 ; Bokonon-Ganta, 1991). La tradition paysanne distingue ainsi :

➤ La grande saison sèche

La grande saison sèche ou *Alun* en fon et *Dzodzoé gamé* (temps de chaleur) en Ewé traduit l'absence prolongée de la pluie. C'est aussi la période de fêtes (mariage, sacrifices, etc.) et de funérailles pour la population rurale au Bénin comme au Togo (Boko, 1988a et Klassou, 1996). Elle correspond aussi à la période d'étiage des cours d'eau et de baisse du niveau des plans d'eau du fait de la forte évaporation et d'absence d'alimentation. Elle est marquée chez les peuples Xwla et Pédah par l'arrivée de *Djessin* (salinité de l'eau du système lagunaire), précisément le temps où les femmes s'occupent de la préparation du sel traditionnel et de la coupe des cyperacées servant à la fabrication de nattes.

À ce moment, les hommes s'adonnent à la chasse et à la pêche. Pour les pêcheurs de la basse vallée, c'est la période la plus fructueuse de pêche car les écoulements diminuent et les eaux retrouvent leur plus bas niveau après deux ou trois mois de crue. Au cours de cette période s'installe l'harmattan (*Woo* en Fon, *Baliwoué* en Mina et Xwla, *Pépé* en Ewé), avec la multiplication, dans le haut bassin, de feux de forêt provoqués pour faciliter la chasse. Les paysans occupent les lits des cours d'eau pour la pratique des cultures de décrue, entre

décembre et février, afin de compléter les faibles rendements obtenus en saisons des pluies, et répondre à la demande des populations (Amoussou *et al.*, 2006a).

C'est aussi la saison de forte chaleur (*Aku* en Xwla et Pédah), celle du dieu *Sakpata* (dieu de la terre et de la variole), qui n'apparaît que pendant les fortes chaleurs et se manifestait autrefois par l'apparition d'épidémies au sein des populations. Cette période à plus d'un titre défavorable donne lieu à l'intention des dieux traditionnels : de *Sakpata*, de *Dan* (dieu de l'arc-en-ciel, du feu), de *Naete* (dieu de la lagune) et de *Mamiwata* (dieu Agbé et de la mer) pour obtenir par exemple une protection contre les incendies.

➤ **La grande saison pluvieuse**

Encore appelée *Xué* en Fon, *Xuéji* en Xwla et Pédah, *Eli* en Aja et *Etsiga gamé* (temps de la grande pluie de l'année) en Ewé, elle correspond au retour des premières pluies de l'année après les dernières récoltes (Boko, 1988a ; Klassou, 1996) et à la saison pluvieuse unique en régime unimodal (Boko, 1988a). C'est pour cela qu'on l'appelle encore *Xuétaji* (principale pluie de l'année). Elle correspond aussi au retour de l'eau dans le bassin et à la période de la production agricole. C'est par excellence la période où on honore le dieu *Xébiosso* (dieu de la pluie et du tonnerre). Cette saison marque la remontée d'eau dans les marais et les étangs, ce qui entraîne le refuge des espèces halieutiques sous les mangroves et les prairies aquatiques, pour la reproduction. Les techniques de pêche les plus utilisées à ce moment-là sont les pièges, l'hameçon, le filet trainant. La fin de la grande saison pluvieuse en juillet (*Siam-lom* en Ewé) correspond vers le sud du bassin au début des récoltes et à la préparation de leur conservation. Au nord du bassin, c'est l'arrivée des grandes pluies.

➤ **La petite saison sèche**

Afo en Xwla et Pédah et *Afo gamé* en Mina et Ewé, c'est la petite saison sèche quand domine un type de temps sombre et venteux, avec une brume persistante très désagréable au moins le matin (Boko, 1988a) alors que la mousson d'été arrose la partie nord du bassin (maximum en août). C'est aussi dans le sud du bassin, la période du début des hautes eaux pendant laquelle la pêche est difficile, celle du séchage rapide des céréales pour les paysans, avant leur conservation dans les greniers traditionnels.

➤ **La petite saison pluvieuse**

C'est la période des hautes eaux (*Zodji* en Fon et *Kélé dzi* = pluie de la colère en Ewé), encore appelée *Sinvivi ganmè* (crue, présence d'eau douce) par les Xwla et Pédah dans le système lagunaire où elle « chasse » complètement le *Djèssin*. Elle est caractérisée par la fréquence

des précipitations à caractère orageux. C'était aussi une période fructueuse de pêche des crustacés et des silures noirs (*Aboli* ou *Silurus glanis*) mais aussi celle des inondations.

Selon la population, cette saison s'annonce par le « *bourdonnement des eaux des montagnes* », signe de l'abondance des pluies tombées au nord du bassin et d'une crue certaine. Ainsi, la population prend les dispositions nécessaires pour ne pas être surprise par les inondations. Le début du retour des hautes eaux (vers fin octobre) est un moment très favorable à la pêche, où le pêcheur-agriculteur s'y consacre complètement.

1.3.2.2. La perception des phénomènes hydrologiques dans le bassin

➤ Les signes annonciateurs de l'assèchement des cours d'eau

Pour les populations riveraines, la période des basses eaux sont dues à une sécheresse prolongée. Pendant cette période, on note l'assèchement du lit surtout en amont du bassin, avec un développement d'une végétation de prairie sur les berges et une diminution des espèces aquatiques. On assiste à la sortie régulière des hippopotames, le ralentissement des activités économiques.

Les signes sont entre autres certaines années, l'augmentation du degré de salinité dans le système lagunaire, le retrait sensible de l'eau des berges, un amaigrissement et mort des poissons du fait de la forte variation de la salinité, l'eau des étangs de plus en plus chaude. Les approts marins justifient la forte intrusion marine dans la lagune. Cette période se caractérise aussi par une décantation de l'eau boueuse.

➤ Les signes annonciateurs de crues

Les plus importantes crues sont observées au cours des mois de septembre et octobre, où l'ensemble du bassin est abondamment arrosé. Le volume des crues est surtout fonction de l'importance de la saison des pluies sur le haut bassin.

Les riverains du cours inférieur du complexe perçoivent l'arrivée des crues par certains signes annonciateurs (cf. nos enquêtes de terrain) :

- l'apparition sur le « lac » Ahémé d'un vent du nom de *Houédjè* (brise de mer) en Pédah et Xwla, soufflant depuis la lagune côtière jusqu'au lac, entre 11h et 12h voire 13h, et qui commence parfois plutôt entre 9h et 10h ;
- l'établissement de la brise du lac de direction Couffo-lac Ahémé (direction opposée au précédent), appelé *Badjohon* (vent du bâton) en Pédah et Xwla et la variation de température

entre le fond (froid, du fait d'eau douce) et la surface (chaude) de l'eau ;

- l'apparition de quelques espèces aquatiques d'eau douce (*Aziakin*, *Soso-glosoé* en Xwla, Pédah et Mina) ;
- la sortie de certains petits insectes (*amoumou* en Xwla), suivie parfois de grondements de tonnerre dans la partie septentrionale, annonçant ainsi une bonne saison des pluies en amont du bassin. Cependant, l'ampleur des inondations est subordonnée aussi à la fermeture naturelle de l'embouchure du Mono, car ce dernier empêche que les eaux écoulées de se vider automatiquement dans la mer.

Au cours des inondations, certains réseaux routiers de communication sont difficiles d'accès dans la basse vallée. On assiste au ralentissement des activités de production (la pêche, l'élevage, la saliculture), à la destruction de certaines habitations, de greniers et d'espèces animales. Les pertes en vies humaines deviennent très fréquentes, surtout dans le sous-bassin du fleuve Mono. En revanche, les inondations permettent la multiplication et le développement des espèces aquatiques, les alevins et les grenouilles dans les marais.

1.3.2.3. La gestion du complexe selon la tradition

Le caractère sacré du bassin Mono-Ahémé-Couffo dérive du lien existant entre les composantes du milieu physique et les us et coutumes des groupes socio-culturels qui peuplent ce bassin-versant. Pour eux, les événements hydroclimatiques extrêmes et l'appauvrissement de l'hydrosystème en ressources sont synonymes d'une perturbation de l'ordre sacré du couple ciel-terre à cause des méconduites des hommes (Totin, 2003).

C'est pourquoi les chefs traditionnels des communautés rurales, du côté Bénin comme du côté Togo, organisent chaque année des cultes de *vôdoun* afin d'obtenir une bonne productivité agricole et halieutique. Ces rituels se font aux mois d'août et septembre quand les populations riveraines, associées aux chefs des adeptes (hommes et femmes) invoquent les *vôdouns* *Avlékété*, *Kouffo-aho*, *Adikpo*, *Kpinsou*, *Dan Gbamènou-houékin*, *Aïzan*, *Mamiwatha*, *Aïdohouèdo*, *Xèvioosso*, *Agbohonsou*, *Tohagogossou*, *Yètè* et *Gboclo*, (Amoussou, 2003 ; Amoussou *et al.*, 2006b). Au cours de ces cérémonies, une interdiction stricte de pêche durant une période de sept à neuf jours selon l'année qui est décrétée. Mais, aujourd'hui, ces cérémonies ne sont plus régulières et les interdits ne sont également plus toujours respectés.

Néanmoins, ces perceptions socio-anthropologiques de l'évolution hydro-pluviométrique ont un impact certain sur l'organisation des activités socio-économiques dans le bassin-versant.

1.3.3. Les activités économiques

1.3.3.1. L'agriculture : activité dominante mais aux formes diverses

L'agriculture pluviale reste la principale activité dans le bassin-versant. Elle occupe en effet 77 % des ménages du côté du Bénin contre 60 % au Togo. Ce pourcentage varie de 68 % chez les populations à meilleur revenu à 93 % chez les populations pauvres (INSAE, 2002) au Bénin et respectivement de 44 à 69 % au Togo. Elle est développée du sud au nord du bassin-versant et les techniques culturales utilisées sont essentiellement traditionnelles. Au fil des années, on assiste à l'extension des superficies emblavées sans que n'augmente la productivité.

Dans la région côtière du bassin et avec l'arrivée des réfugiés togolais au Bénin, les cultures maraîchères se sont développées : *Solanum macrocarpum* (gboma), *Chorcorus olitorius* (crincrin), *Hibiscus esculentus* (gombo), les aubergines, les carottes, les oignons, les choux-fleurs, les tomates, etc. Ce sont de petites parcelles de 1 à 2,5 hectares, voire 5 hectares par famille, qui nécessitent beaucoup d'entretiens et utilisent beaucoup de produits chimiques. Aujourd'hui, ces cultures, couplées avec le maïs, sont de plus en plus présentes le long des versants de la basse vallée jusqu'à la latitude 8° N. Notons également, que ces cultures en particulier maraîchères sont aussi développées en période d'étiage dans le lit des cours d'eau (photo 1.4a et b).

Au sud du bassin, sur les plateaux et dans les vallées sèches, les populations cultivent des céréales et des tubercules (le maïs, le manioc, la patate douce, le riz, le niébé, etc.) et des produits de rente notamment l'arachide, le palmier et parfois le coton. Dans les vallées sèches, ce sont le manioc et la patate douce qui sont les plus fréquents, mais dans la dépression de Tchi, il y a aussi le maïs, l'arachide et le niébé. Fréquemment, il s'agit d'association de cultures. Mais il apparaît que le rendement du manioc cultivé seul est significativement plus élevé que lorsqu'il est cultivé en association avec du maïs ou de l'arachide (Marquette, 1985). Le palmier à huile, sous sa forme naturelle, est l'une des premières productions spéculatives mises en valeur dans la vallée du Mono et du Couffo (Cornevin, 1965) du fait de potentialités agronomiques, mais les précipitations y sont défavorables. C'est un investissement à long terme qui rapporte de l'argent et représente un potentiel économique familial non négligeable (Klassou, 1996). Mais sa production connaît aujourd'hui une chute au profit de la production de coton et de l'agroforesterie.



Cliché Amoussou, 2005



Cliché Amoussou, 2006

Photo 1.4 : Cultures maraîchères de décrue sur le versant proche du lit à Lon-Agonmè (Couffo) (a) et culture du maïs dans le lit du fleuve à Tchi-Ahomadégbé (Couffo) (b).

Dans la partie sud du bassin également, quelques projets agricoles modernes ont permis l'exploitation des eaux pour l'agriculture : l'irrigation. C'est le cas du *périmètre rizicole de Dévé* sur la rive est du fleuve Mono (photo 1.5) qui couvre une superficie de près de 150 ha sur les 1 400 ha initialement prévus (CEB, 1992). À ce périmètre s'ajoute celui de Kpinnou (photo 1.5) sur lequel on a développé aussi l'élevage et la pisciculture.



Dévé



Kpinnou

Cliché Kpèhounou, 2006

Photo 1.5 : Périmètre de riziculture à Dévé et à Kpinnou au Bénin.

Au centre et au nord du bassin, les cultures de rente (arachide et coton) sont plus développées et occupent les plateaux et parfois les versants, comme l'illustre la photo 1.6. Cependant, la culture des céréales (mil et sorgho) et des tubercules (igname, manioc) est également répandue et elle représente une importante emblavure. Le maïs occupe encore des surfaces limitées, mais ici, le coton, « l'or blanc » est roi.



Cliché Amoussou, 2007

Photo 1.6 : Production du coton dans le bassin-versant.

Cette production du coton devient de plus en plus répandue dans le bassin du fait de la politique de promotion des cultures de rente développée par les autorités du Bénin appuyée par le Centre Régional de Production Agricole (CeRPA) du Ministère de l'Agriculture, de l'Élevage et de la Pêche (MAEP) et du Togo. À cet effet, de nouvelles usines d'égrenages du coton (Tsévié au Togo et Avogbana au Bénin) ont été créées au cours des années 1995-1996. Ainsi, la superficie occupée par le coton est passée de 80 031 hectares en 1990/1991 à 96 355 hectares pour la campagne 1995/1996 au Togo, comme au Bénin (SOTOCO, 1996). Conjointement, sur l'ensemble du bassin-versant, les surfaces emblavées pour les céréales (30 %) ont chuté au profit du coton (70 %) au Bénin comme au Togo (Klassou, 1996).

La pression humaine sur les terres pour accroître la production a engendré une dégradation du milieu du fait des techniques culturales rudimentaires (culture itinérante sur brûlis, culture attelée, culture sur billons et utilisation anarchique des engrais chimiques). Ces techniques participent également à la pollution chimique des eaux du fait de l'utilisation mal contrôlée des fertilisants (NPK et urée), des insecticides (*Endosulfan* et *Dimethoate*) et des herbicides (*Decis T258, 75* et *Cypercal D*) pour améliorer le rendement. L'évolution des surfaces cultivées et des techniques d'exploitation des terres ont des impacts indiscutables sur le milieu (cf. chapitre 4 pour plus de détails).

1.3.3.2. La pêche : activité principale de la basse vallée

La pêche est la principale activité des populations des plaines inondables du Mono et du Couffo et du système lagunaire. Les pêcheurs sont essentiellement des Pédah, Xwla, Gen et Ewé dans les communes de Comè, Bopa, Grand-Popo, Ouidah, Anèho, Afangnan, Anié et Atakpamè. Ce sont les hommes qui la pratiquent avec des instruments traditionnels tout au

long de l'année sur les fleuves, lacs et lagunes et, en période de hautes eaux, de juin à novembre dans les marais et étangs. La pêche offre une gamme étendue de poissons et de crustacés (photo 1.7). Les espèces les plus pêchées sont *Parachanna obscura*, *Clarias lazera*, *Tilapia heudelotii*, *Tilapia zillii*, *Lisa falcipinnis* et *Acentrogobius schlegelli*, *Chrysis areutus*, *Synodontis*, *Lates niloticus*, *Saratherodon*, *Callinectes*, *Macrorachim*, *Panaeus duorareum*, etc.

Plusieurs instruments de pêche sont utilisés, dont bon nombre sont des instruments prohibés (filet à petite maille, *Gbagba-loulou*, *acadja*, *Gbodoègo*, palangre, *xa...*) qui contribuent à l'appauvrissement des cours et plans d'eau en espèces halieutiques (Adjanohoun, 1999 ; Amoussou, 2003).



Clichés Amoussou, 2006 et 2007

Photo 1.7 : Espèces pêchées dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo.

Dans le bassin en général et, en particulier dans le cours inférieur, les espèces pêchées sont vendues. Les revendeuses sont, pour la plupart, les femmes des pêcheurs qui l'achètent à leur mari puis traitent avec d'autres femmes commerçantes intermédiaires comme l'illustre la photo 1.8. Dans le passé, les femmes de pêcheurs pourvoyeuses des revenus contrôlaient les dépenses du foyer à plus de 70 % le plus souvent. Elles contrôlaient l'ensemble des revenus familiaux et assurent en grande partie l'instruction des enfants.

Avec la baisse de la productivité halieutique, suite à la variabilité hydropluviométrique et à la pollution du système lagunaire, toutes les techniques possibles, prohibées ou non, sont maintenant utilisées pour accroître les rendements. Ainsi, on assiste à un appauvrissement de plus en plus poussé des écosystèmes aquatiques, par ailleurs dégradés par les pollutions diverses.



Cliché Amoussou, 2007

Photo 1.8 : Marché au poisson des revendeuses à Tokpa-Domè sur la rive est du lac Ahémé.

En plus des activités de vente de poissons, les femmes ont d'autres activités génératrices de revenus.

1.3.3.3. La saliculture : une activité traditionnelle rémunératrice, contrôlée par les femmes de la région côtière

La saliculture traditionnelle est la principale activité des femmes dans la région côtière du complexe, avec le commerce. C'est un ensemble de procédés séculaires élaborés, de façon à contourner la contrainte climatique, en particulier le faible pouvoir évaporant de l'air des milieux littoraux du Bénin (Toffi, 1991). Elle consiste en la lixiviation de la terre salée raclée, dont la saumure obtenue est chauffée (photo 1.9) pour cristalliser le chlorure de sodium (NaCl). Cette préparation du sel nécessite une régularité d'alimentation en bois de chauffe, en quantité et en qualité (*Rizophora africana*). Ces facteurs conditionnent en effet la durée de la vaporisation (Toffi, 1991). Ainsi, l'utilisation du bois de *Rizophora africana* donne un résultat meilleur que celle de l'*Avicennia* (Toffi, 1984 et 1988 ; Toffi *et al.*, 1985), ce qui a suscité une forte pression sur cette espèce dans la lagune côtière (Grand-Popo et Djondji) et dans le chenal Ahô (Loti, Djègbamey, Cogbodji, Dégacodji et Gbèzoumey).

Cette technique traditionnelle de production du sel mobilise près de 2 000 à 5 000 femmes (PAHZ, 1999). L'activité occupe les villages périlagunaires, surtout ceux situés au nord de la lagune (Loti, Kogbodji, Yinhoutinmè...). L'extension de l'espace salicole a engendré des coupes dans la végétation de mangrove pour la saliculture et en même temps l'incendie des prairies pour préparer les terres. Cela entraîne la dégradation des jeunes pousses de palétuviers et empêche la régénération naturelle des essences. La saliculture contribue ainsi à la dégradation de la mangrove lagunaire et des prairies, et elle constitue un facteur de

régression de la pêche (Pliya, 1980 ; Bamisso, 2006), en détruisant les zones de refuge et de reproduction des poissons.



Clichés Amoussou et Becuwe, 2005

Photo 1.9 : Technique traditionnelle de préparation du sel à Olongo dans la commune de Grand-Popo.

Depuis la construction et la mise en eau du barrage de Nangbéto en 1987, l'inondation quasi-permanente des marais salants par les eaux douces lâchées a réduit considérablement cette activité à l'ouest de l'embouchure du Mono, notamment dans les villages de Avlo, Gbéffa, Olongo, Kpovidji, Hêvè, Hounsoukoè, avec déplacements des femmes vers l'est (Houakpè, Djègbadji, Kpèco, Aïdo, Djègbamey, Covidji). Cette saliculture traditionnelle marque donc un fort déclin.

Hormis l'agriculture, la pêche et la saliculture, d'autres activités secondaires sont susceptibles d'avoir un impact sur le milieu et l'hydrosystème.

1.3.3.4. Les autres activités ayant des impacts sur l'hydrosystème

Les ressources en eau du bassin-versant du Mono-Couffo sont aussi mises à contribution (photo 1.10) pour l'élevage du gros bétail, surtout en période de sécheresse, mais celui-ci est moins développé que l'élevage du petit bétail (volailles, porcins, caprins et aulacodes). Le déplacement des éleveurs Fulbé avec leurs troupeaux constitue en effet un facteur de dégradation des écosystèmes. Pour Fournier (1975), l'élevage entraîne la production de 900 000 m³/an de fumier dilué, ce déplacement non contrôlé est polluant tant pour le sol que pour l'eau et la divagation des troupeaux constitue une atteinte au couvert végétal.



Cliché Amoussou, 2006

Photo 1.10 : Abreuvement des bœufs dans la plaine inondable du complexe.

L'exploitation forestière est très développée pour la production du bois d'œuvre (madreries) pour les habitations et la fabrication de pirogues. De même, la pression humaine sur les ligneux du fait de la fabrication du charbon et le bois de feu a fortement augmenté. Ainsi, la coupe du bois est passée de 1 900 en 1970 à 4 178 millions de mètres cubes en 1985 au Bénin contre de 816 en 1970 à 602 millions de mètres cubes en 1985 au Togo selon les chiffres de la FAO (in Buttond, 1989). En 1997, elle a progressé et est 5 951 360 m³/an en au Bénin contre 536 287 m³/an au Togo en 1999 (FAO, 2009). Cette forte exploitation forestière est en partie liée à l'absence au Bénin de mesures concrètes pour la conservation de la biodiversité. Au Togo, en revanche on observe actuellement une baisse de l'exploitation forestière qui correspond à l'application effective par le gouvernement de mesures prises pour la protection de l'environnement sous le signe de « la conservation de la nature » (Klassou, 1996).

La dynamique actuelle des écosystèmes et des conditions d'écoulement à l'échelle du bassin est directement influencée par les aménagements hydrauliques au même titre que les activités du secteur primaire.

1.3.4. L'aménagement du barrage de Nangbéto

Situé sur le Mono à environ 150 km de la côte atlantique, le barrage de Nangbéto est le seul aménagement hydraulique d'envergure dans le bassin-verant. D'une superficie de 180 km² et profond de 38 m, le lac *artificiel* de Nangbéto existait avant la construction du barrage. Ce dernier a été construit sur le fleuve Mono à partir de 1985 ; mais son exploitation industrielle n'a commencé qu'en septembre 1987, témoignant de la volonté d'indépendance énergétique du Bénin et du Togo. Sa capacité de stockage d'eau est de 1 715 Mm³ (Millions de metre cube). Le cahier des charges de l'ouvrage, définissaient quatre principaux objectifs (SOFRELEC, 1966 ; CEB, 1985) :

- la production d'énergie électrique ;
- la régularisation partielle (30 %) du cours du fleuve Mono ;
- l'irrigation des terres (d'environ 40 000 hectares de terres dans la basse vallée) ;
- et la promotion de la pêche pour soutenir les efforts des communautés rurales.

Mais, globalement, ces objectifs n'ont pas été atteints. Ainsi, 98 % de la population enquêtée en aval du barrage ont surtout retenu les impacts négatifs de l'ouvrage. Premièrement, la réduction de l'amplitude et de la durée des inondations qui a eu pour conséquence de réduire la fenêtre spatio-temporelle pour la reproduction et l'alimentation des poissons dans la plaine inondable. Deuxièmement, la faible amplitude de l'inondation qui laisse exondée une certaine partie de la plaine et en empêche l'accès aux géniteurs. Enfin, l'accélération de la décrue, diminue le temps au cours duquel : les géniteurs peuvent frayer, les œufs peuvent éclore et les alevins peuvent se développer et se nourrir avant de regagner le grand large.

La construction du barrage affecte à plus d'un titre l'équilibre du complexe : déplacement de 12 000 habitants, modification du régime hydrologique et envahissement des espèces flottantes dans le lit des cours d'eau. Les lâchers d'eau du barrage en absence de sédiments à transporter, érodent les berges, déracinent les arbres en aval. Ceci a entraîné la destruction d'habitations à Athiémé (par exemple la disparition de l'ancienne résidence du gouverneur du Dahomey), du fait de l'importance de l'érosion. Il constitue ainsi un facteur de dégradation des écosystèmes dans la basse vallée.

En revanche, sur le plan énergétique, il fournit en moyenne 65 000 Kwh.an⁻¹, ce qui a amélioré les conditions et le développement des cités urbaines (électrification des villes). Il a permis aussi la construction de quarante nouveaux villages de plus de cinq mille habitants pour loger les déplacés (Klassou, 1996). Il a réduit les effets des sécheresses dans la basse vallée en soutenant les étiages et les niveaux de fluctuation hydraulique de l'aquifère. Le barrage de Nangbéto représente aujourd'hui un outil de régulation du fleuve Mono avec un contrôle des crues dans la partie aval. Les différents impacts du barrage sur la dynamique de l'hydrosystème feront l'objet de discussions dans le troisième et le cinquième chapitre.

Conclusion partielle

Le complexe Mono-Ahémé-Couffo présente trois grandes unités morphologiques du nord au sud : la chaîne des monts Togo/Atacora, les unités internes des Dahoméyides (pénéplaine cristalline) et le bassin sédimentaire côtier (les plateaux du *Continental terminal*, la dépression

médiane et le bassin côtier). Les fleuves Mono et Couffo qui drainent ces trois unités, prennent leur source dans le mont Atacora/monts du Togo avant de se jeter dans la mer par le biais de la lagune côtière et du « lac » Ahémé.

Les conditions atmosphériques régionales (mousson ouest africaine), modifiées par la géographie locale (effet maritime et reliefs), déterminent la répartition des précipitations. Ainsi, le bassin-versant présente un climat subéquatorial avec deux nuances (maritime et intérieure) à quatre saisons (deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches alternées) au sud et un climat tropical humide à deux saisons (une saison sèche et une saison pluvieuse) au nord. Le bassin est arrosé sept mois sur douze, les mois d'avril à octobre, totalisant plus de 80 % des pluies moyennes annuelles. Cette abondance des pluies associée à l'intrusion marine à l'extrémité sud et aux lâchers d'eau du barrage détermine la dynamique de l'écoulement dans l'hydrosystème.

Le bassin hydrographique du complexe s'étend sur 27 870 km² à cheval sur deux formations géologiques que sont le grès et le socle, ce dernier occupant la plus grande partie du bassin est déterminant dans l'écoulement. Ces formations portent six types de sols (sols modaux sur sables marins littoraux, sols hydromorphes, vertisols, sols ferrallitiques, sols ferrugineux et les lithosols). Ces sols ont des propriétés physiques et hydrauliques différentes et jouent un rôle important dans la répartition des formations végétales, mais qui sont en croissante dégradation dans le bassin du fait de la croissance démographique.

Une population inégalement répartie à très forte densité au sud du bassin a comme activités principales, l'agriculture (essentiellement pluviale) ; dans la basse vallée, la pêche et la saliculture sont les activités majeures. La perception socio-anthropologique de la population riveraine de la variabilité pluviométrique détermine l'organisation des activités socio-économiques du bassin. Depuis la construction du barrage de Nangbéto en 1985, la pêche et la saliculture sont en déclin, ce qui a entraîné une reconversion des pêcheurs en agriculteurs. Le développement de la production du coton depuis les années 1990, a accentué la demande en terres agricoles et la pression anthropique sur les milieux.

L'étude de la variabilité pluviométrique et de la dynamique hydro-sédimentaire du bassin passe par une présentation préalable des données collectées et des méthodes utilisées.

CHAPITRE 2
CONCEPTS, DONNÉES ET MÉTHODES D'ÉTUDE

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter les données météorologiques, hydrologiques, d'occupation des terres et sédimentologiques, utilisées pour l'étude de la variabilité pluvio-hydrologique, de la dynamique hydro-sédimentaire et de l'impact potentiel de l'occupation du sol sur l'écoulement et la sédimentation dans l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo. Il définit également les sources et la qualité des données, les données collectées sur le terrain et les techniques utilisées. Par ailleurs, ce chapitre expose les méthodes retenues pour l'analyse de la variabilité pluviométrique, de la dynamique hydro-sédimentaire et la mise en relation avec la dynamique des états de surface.

2.1. Clarification des concepts

➤ *Qu'est-ce qu'un bassin-versant ?*

L'emploi du terme « *bassin-versant* » est relativement récent. Son emploi se répand quand les chercheurs appréhendent le fait hydrologique, en particulier le débit, comme un fait spatial, comme le produit d'un espace géographique saisi dans toutes ses dimensions, dans toute sa dynamique (Lambert, 1973). Pour Loup (1974), le bassin-versant est une surface réceptrice des eaux qui alimentent une nappe souterraine, un lac, une rivière ou un réseau complexe. Il le définit par rapport à sa morphométrie, à ses caractères climatiques, à sa géologie, à sa végétation, à ses sols.

Aujourd'hui, en hydrologie, le bassin-versant désigne la totalité de l'espace drainé par un système fluvial, quelle que soit sa taille. Brunet *et al.* (1992) définissent le bassin-versant comme toute étendue en amont d'une station de mesure et dont les eaux « versent » en ce point. Pour Fritsch (1995), c'est une unité fonctionnelle, à trois dimensions, composée d'un domaine souterrain englobant les unités géologiques et les différents horizons du sol et d'un domaine superficiel et aérien qui est le lieu privilégié de la vie (plantes, animaux et hommes). Mais pour George et Verger (1996), un bassin-versant, encore appelé bassin hydrologique ou bassin de drainage, est l'espace géographique alimentant le cours d'eau qui le parcourt. Ce bassin a pour axe le cours d'eau principal et pour limite la ligne de partage des eaux le séparant des bassins-versants voisins.

Ainsi, un bassin-versant est l'ensemble du territoire drainé par un cours d'eau principal et ses tributaires. Les eaux souterraines qui alimentent les cours d'eau durant les périodes d'étiage en font partie intégrante, au même titre que les eaux de surface. Le bassin-versant Mono-Ahémé-

Couffo, avec une superficie de 27 870 km², est un bassin de taille moyenne, mais au fonctionnement hydrodynamique complexe.

➤ ***Les dépôts hydro-sédimentaires***

Ils désignent la sédimentation induite par les débits solides. Selon Laroche (1983), le débit solide est le poids total des matériaux transportés par un cours d'eau, d'une manière ou d'une autre, passant à travers une section du cours d'eau par unité de temps. Ces matériaux sont issus de l'érosion et du ruissellement superficiel. Leur transport dépend de plusieurs facteurs qui sont l'écoulement, la pente, la pluie, la végétation, les sols et l'anthropisation, dont l'évolution détermine la vitesse et l'importance de la sédimentation.

Les géologues, eux, prennent en compte les dépôts de matériaux transportés par le courant et les dépôts issus des processus de décantation par gravité des matériaux en suspension dans l'eau.

Bolline (1975) indique que, plusieurs dizaines de tonnes de particules par hectare et par an peuvent être détachées du sol et ruisselées du fait de la masse solide impliquée, de la pente, de l'angle d'incidence de la pluie par rapport à la surface du sol et de l'énergie cinétique des gouttes de pluie. Le transport est donc sélectif mais limité. Pour Govers et Poesen (1988), la mobilisation des particules s'accompagne d'un tri du matériel, d'une migration verticale dans l'eau d'infiltration et de transport latéral de particules fines sous l'impact des gouttes de pluie. Ces particules fines en présence d'une lame d'eau sont mises en suspension et peuvent être évacuées. L'érosion pluviale a une triple fonction : elle désagrège, déplace et réorganise.

Macary et Berville (2003), soulignant le rôle de l'érosion dans la sédimentation, rappellent que l'érosion des sols est un phénomène complexe qui résulte de divers processus (détachement, transport et dépôt) causés par l'action, en général combinée, de la pluie et du ruissellement, et dont l'expression varie en fonction de la résistance du milieu (sol, couvert végétal, techniques culturales) et de la topographie. La sédimentation se produit lorsque le courant n'est plus capable de maintenir les particules en suspension, et elle résulte d'un ralentissement de la vitesse d'écoulement dont les causes peuvent être multiples. Ainsi, la distribution granulométrique est inégalement répartie dans le lit (Leguédois, 2003), ce qui explique la diminution progressive de la taille des grains de sable de l'amont vers l'aval du bassin.

La sédimentation est donc l'ensemble des processus par lesquels les particules en suspension et en transit cessent de se déplacer et se déposent. Ainsi, la quantification des apports solides va permettre d'évaluer la vitesse de comblement du bassin-versant du complexe pendant la période de référence (1961-2000).

➤ **La turbidité**

Elle apparaît capitale dans le cas de notre étude et permet la détermination des charges solides. La turbidité désigne la teneur d'un liquide en matières qui le troublent. Elle résulte de la présence de diverses matières en suspension (MES) telles que limons, argiles, matières organiques et inorganiques en fines particules, composés organiques colorés solubles, plancton et autres microorganismes. Elle est un facteur écologique important qui peut aboutir à une eutrophisation des cours et plans d'eau ou bien du milieu marin.

La turbidité renvoie à une propriété optique de l'eau puisque la lumière incidente est diffusée et absorbée plutôt que transmise en ligne droite à travers un échantillon (Santé Canada, 1995 ; US EPA, 1999 ; CFPT, 2002). La turbidité et les MES ont, à ce titre, le même effet, mais elles ne se mesurent pas de la même manière. La turbidité est déterminée par mesure directe (disque de Secchi) alors que les MES sont obtenues par mesure indirecte (échantillonnage + filtration + séchage + pesée). La turbidité, exprimée en NTU (Normal Turbidity Unit), qu'on peut convertir en milligrammes par litre (mg/l), et résulte d'une mesure optique de diffraction d'un faisceau lumineux. La limite de détection des néphélémètres (NTU) utilisés dans les laboratoires est de l'ordre de 0,1 NTU, particules/ml. Une turbidité de 0,5 NTU équivaut à environ 1 000 particules/ml et 5 NTU correspondent à environ 20 000 particules/ml (Santé-Canada, 1995 ; Schwartz *et al.*, 2000). Les MES données en mg/l proviennent, quant à elles, de l'analyse en laboratoire d'échantillons. Selon US-EPA (1999), les matières en suspension peuvent être d'origine naturelle (acides humiques, particules provenant de la dégradation des végétaux ou érosion du sol) ou anthropique (rejets industriels, agricoles et urbains).

➤ **Les états de surface**

Selon Casenave et Valentin (1989), les états de surface pris sous l'angle hydrologique désignent « *un système de surfaces élémentaires à un instant donné, système qui constitue un ensemble homogène au sein duquel les différentes composantes entretiennent des relations fonctionnelles quant au ruissellement et à l'infiltration* ».

Parmi les surfaces élémentaires figurent le couvert végétal, la surface du sol et son organisation superficielle (Escadafal, 1981). Cependant, l'organisation pédologique

superficielle résulte des transformations subies sous l'effet de facteurs météorologiques, phyto-écologiques, fauniques ou anthropiques. La reconnaissance des surfaces élémentaires est ainsi associée à la description du couvert végétal, du couvert minéral et du micro-relief (Leduc, 1999) et à l'étude de leur dynamique.

Tous ces éléments déterminent l'hydrodynamique d'un bassin : ils influencent l'infiltration, le ruissellement et l'écoulement, et les modifications affectant les états de surface, qu'elles soient d'origine anthropique ou naturelle. Ils ont une influence plus ou moins directe sur les relations existant entre précipitations et écoulements, et écoulements et matières en suspension (MES). Dans notre étude, il s'agit en particulier d'analyser la dégradation des états de surface sur le bassin à partir de l'utilisation de différentes cartes d'occupation du sol et de voir son impact potentiel sur l'écoulement et la sédimentation.

2.2. Sources, nature et qualité des données

L'étude des fluctuations pluvio-hydrologiques et de la variation hydrodynamique sédimentaire du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo nécessite des données climatologiques, hydrométriques, d'occupation du sol et sédimentologiques, complétées avec des données quantitatives et qualitatives de terrain. La nécessité de disposer d'une longueur temporelle suffisante pour étudier l'évolution à long terme et les variations plus rapides, nous a fait retenir une période d'étude de quarante ans, de 1961 à 2000.

Le choix de cette période est motivé par trois raisons essentielles : d'abord, par manque de données hydro-climatiques des stations du Togo avant 1961 et après 2000 (ceci à cause des troubles politiques qui sont survenus au Togo en 1992) ; ensuite par nécessité d'utiliser une longue période incluant la normale 1961-1990 ; enfin par la possibilité qu'elle offre de comparer les situations prévalant avant et depuis la mise en eau du barrage de Nangbéto (1987). L'évaluation des changements d'occupation du sol, au cours de cette période repose sur les images aériennes et satellitaires effectuées en 1956, 1985 et 2000. Enfin les données sédimentologiques disponibles sur la période 1961-2000, extraites de rapports, mémoires et thèses, sont très insuffisantes. Ainsi, pour l'analyse hydro-sédimentaire, des données recueillies après l'année 2000 sont utilisées en complément.

2.2.1. Les données climatologiques

On a utilisé des séries climatologiques mensuelles de précipitations, d'évapotranspiration potentielle (ETP), de température, d'humidité et d'insolation. Ces données ont été obtenues à

l'ASECNA (Agence pour la Sécurité de la Navigation Aérienne en Afrique et à Madagascar) à Cotonou, à la Météorologie Nationale du Togo à Lomé (MNL). D'autres données de précipitations sont tirées de la base de données du Centre de Recherches de Climatologie (CRC) de l'Université de Bourgogne à Dijon et du GHCN (Global Historical Climate Network ; Vose *et al.*, 1992). Ainsi, les données pluviométriques de trente-huit stations ont été collectées, mais quatre stations ont été rejetées du fait de l'importance des lacunes dans les données (> 5 %), de sorte que, finalement, ne restent que trente-quatre stations, soit environ une station pour 820 km². Parmi ces stations figurent des stations synoptiques (15 %), des stations climatologiques (15 %) et des postes pluviométriques (70 %) (tableau 2.I). Ces stations, inégalement réparties (figure 2.1), sont plus nombreuses dans la moitié sud du bassin.

Les stations pluviométriques se répartissent comme suit : vingt-deux stations (soit 65 %) sont situées à l'intérieur du bassin et douze (soit 35 %) à son voisinage. Celles situées hors bassin ne sont retenues que pour préciser le contexte climatique régional, et, pour certaines, pour aider à l'interpolation afin de calculer la lame d'eau précipitée sur le bassin-versant.

Les autres données climatologiques concernent l'ETP (1965-2000), les températures (1961-2000), l'humidité (1961-2000) et l'insolation (1965-2000).

Tableau 2.I : Fichier des stations météorologiques du secteur d'étude

<i>Noms des stations ou postes de mesures</i>	<i>Latitude nord (degrés et minutes)</i>	<i>Longitude est (degrés et minutes)</i>	<i>Altitude (m)</i>	<i>Type de stations ou postes</i>
Bohicon +***	07° 10	02° 04	166	synoptique
Cotonou aéroport +**	06° 21	02° 23	4	"
Tabligbo +**	06° 35	01° 30	51	"
Atakpamè +**	07° 35	01° 07	400	"
Sokodé +**	08° 59	01° 07	400	"
Abomey +	07° 11	01° 59	260	climatologique
Niaouli +	06° 42	02° 07	105	"
Ouidah +**	06° 29	02° 05	10	"
Notsé +	06° 57	01° 11	150	"
Anié Mono +	07° 45	01° 15	160	"
Agouna +	07° 33	01° 42	240	pluviométrique
Allada +	06° 39'	02° 08'	92	"
Aného +	06° 14	01° 36	11	"
Aplahoué +	06°55	01°41	153	"
Athiémé +	06°34	01°40	11	"
Bassila +	09° 01	01° 40	384	"
Blitta +	08° 20	00° 59	350	"
Bopa +	06° 34	01° 58	50	"
Dogbo-Tota +	06°45	01°17	70	"
Grand-Popo +	06°17	01°49	5	"
Kara ville +	09° 33	01° 10	342	"
Kpalimè +	06° 53	00°39	205	"
Kouma-Konda +	06° 57	00° 35	641	"
Lonkly +	07°09	01°39	110	"
Niamtougou +	09° 46	01° 06	462	"
Pagouda +	09° 46	01° 19	430	"
Savalou +	07° 56	01° 59	174	"
Sotouboua +	08° 34	00° 59	380	"
Tchetti +	07° 38	01°43	353	"
Toffo +	06°50	02°30	60	"
Tchamba +	09° 02	01° 25	360	"
Wahala +	07° 11	01° 10	142	"
Yendi +	09°45	00°18	197	"
Zangnanado +	07° 15	02°20	102	"

Source: ASECNA/COTONOU 2006 et MNL, 2006 et CRC et GHCN, 2006

Légende : + : précipitations ; * : ETP+température ; ** : humidité+insolation

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est, par définition, l'évaporation maximale que pourrait fournir un couvert végétal suffisamment irrigué pour satisfaire la demande en eau de l'atmosphère. Il s'agit de valeurs estimées, disponibles pour la station synoptique de Bohicon.

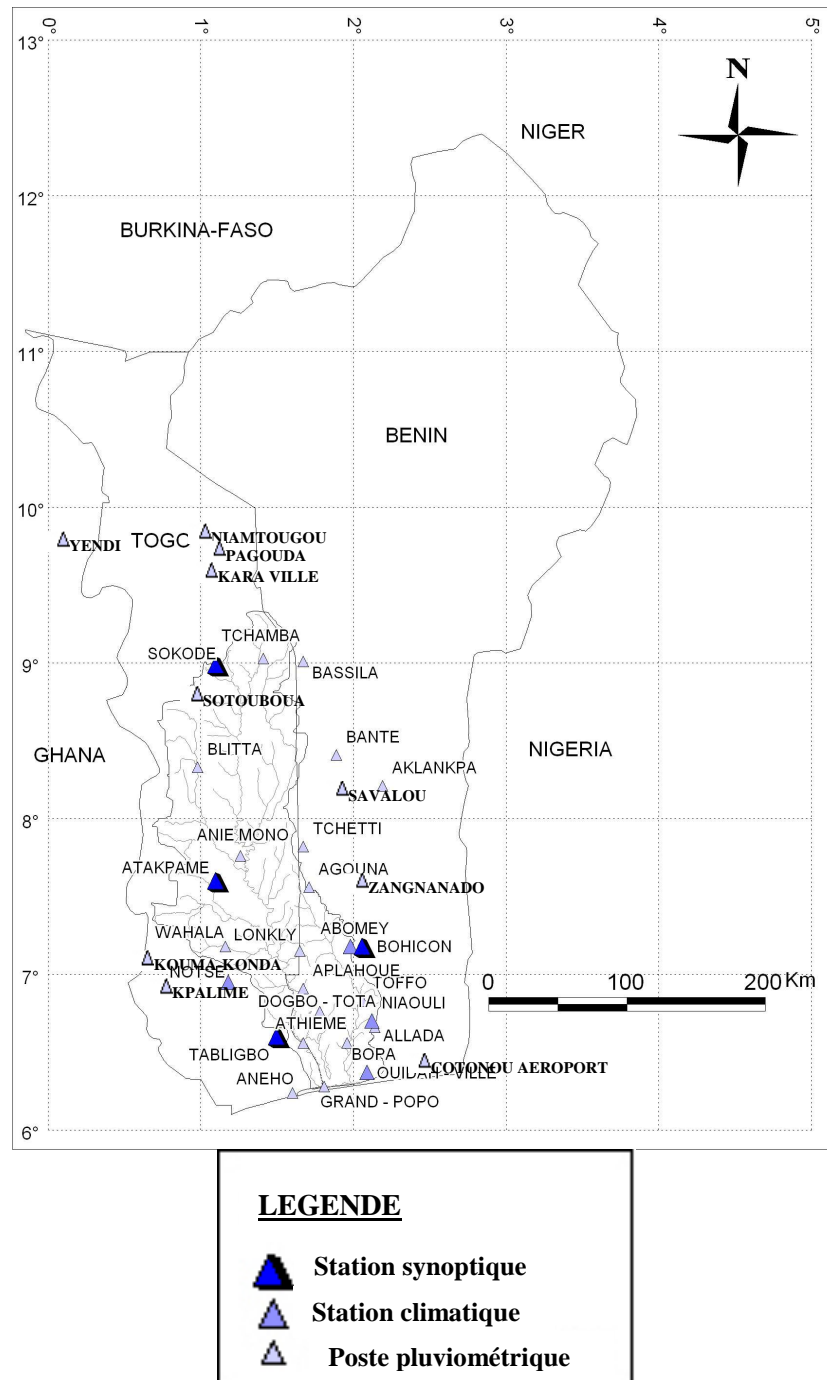


Figure 2.1 : Réseau de stations pluviométriques du bassin-versant du complexe.

Ces valeurs seront considérées comme représentatives de la moyenne du bassin-versant, ce qui est une hypothèse raisonnable dans la mesure où la variation spatiale de l'ETP demeure faible et que Bohicon a une position latitudinale médiane par rapport à la configuration du bassin et se situe en amont des stations hydrométriques. Ces estimations d'ETP décennales collectées sont calculées par l'ASCENA/Cotonou. Les paramètres pris en compte pour son calcul sont entre autres :

- les températures minimale et maximale,

- le vent moyen (ramené à 2 m/s),
- la durée d'insolation,
- la tension moyenne de vapeur d'eau.

La formule utilisée pour le calcul de l'ETP est celle de Penman. Nous avons calculé également l'ETR et estimé l'infiltration à partir de la formule du bilan hydrologique pour les différents sous-bassins (voir section 2.4.3.7).

Enfin, les données mensuelles de réanalyses NCEP/ NCAR (Kalnay *et al.*, 1996), moyennées sur la période de 1968-1996, ont été utilisées pour décrire la circulation atmosphérique (composantes zonale et méridienne du vent) à l'échelle ouest-africaine.

2.2.2. Les données hydrométriques

Sur le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo, treize stations hydrométriques sont installées, mais elles ne disposent pas de séries complètes. Pour mener à bien une étude comparative entre les régimes pluviométriques et hydrologiques, il est nécessaire de travailler sur la même période (1961-2000). Or, deux stations hydrométriques seulement couvrent la période d'étude et présentent un pourcentage modéré de lacunes (< 7 %). Il s'agit des stations d'Athiéme sur le Mono et de Lanta sur le Couffo (figure 2.2). Toutefois, les données des stations hydrométriques de Tététo (1951-1987) et de Nangbéto (1964-2000) qui ne couvrent pas toute la période d'étude, ont servi à combler les données manquantes des stations retenues. Le tableau 2.II présente les quatre stations hydrométriques dont les données ont été utilisées directement ou indirectement dans cette étude.

Tableau 2.II : Fichier des stations hydrologiques du secteur d'étude

<i>Stations hydrométriques</i>				
Noms des stations (et bassins)	Latitude nord (degrés et minutes)	Longitude est (degrés et minutes)	Altitude (m)	Superficie du sous- bassin-versant (km ²)
Athiéme (Mono)	06° 35	01° 40	8,2	21500
Lanta (Couffo)	07° 06	1° 51	65	3000
Nangbéto (Mono)	07° 27	01° 25	167	15680
Tététo (Mono)	07° 01	01° 33	59	20500

Source: Direction de l'Hydraulique de Cotonou et de Lomé, 2006

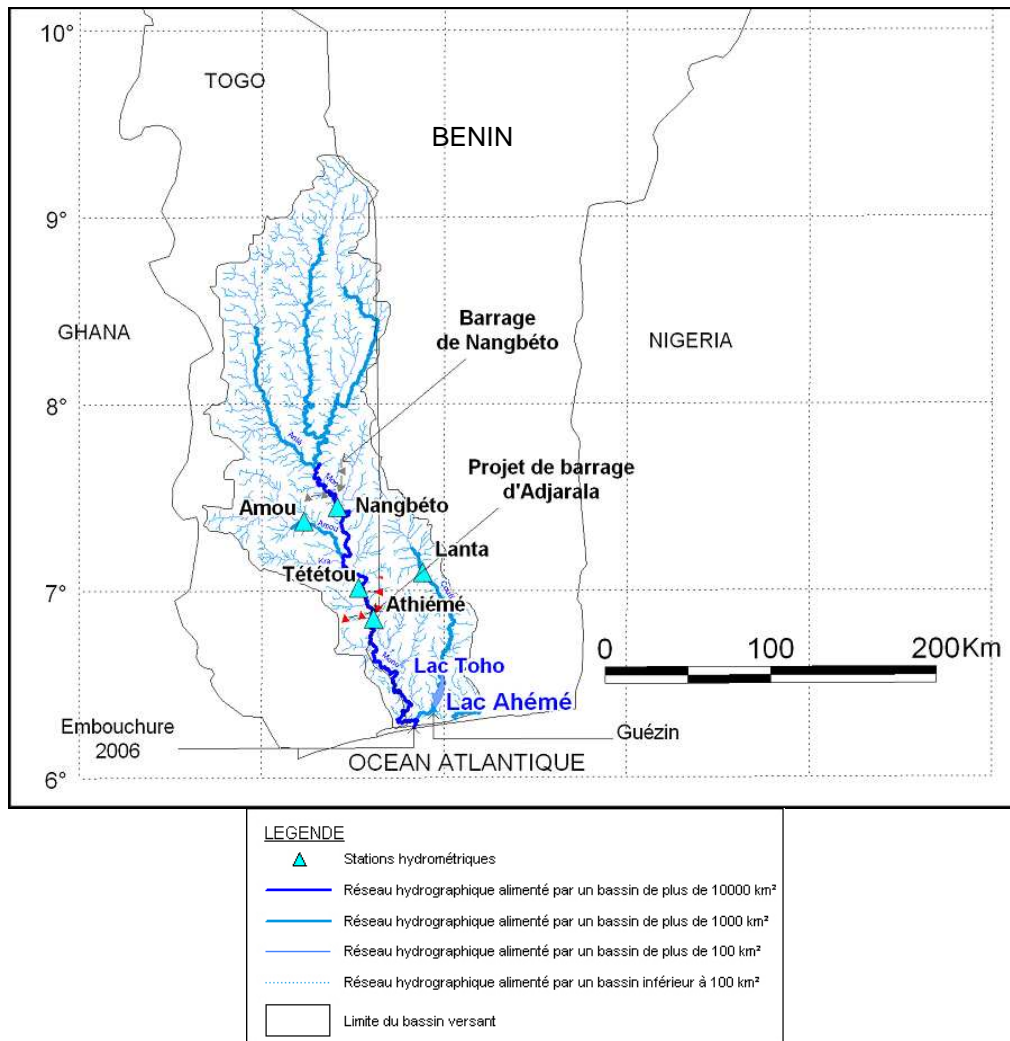


Figure 2.2 : Réseau hydrographique et localisation des stations hydrométriques du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

Outre les données de débits mensuels et journaliers (1961-2000), nous avons pris en compte les volumes d'eau lâchés par le barrage à Nangbéto de 1988 à 2000.

2.2.2.1. Les données sur le sous-bassin du Mono

Trois stations pour le Mono (Athiémé, Nangbéto et Tététou), toutes situées en aval du barrage, ont un ou deux relevés par jour.

➤ **La station d'Athiémé** (06°35'N et 01°40'E)

L'importance des données d'Athiémé vient de ce que cette station est en aval de toutes les autres (figure 2.2), qu'elle est située après la confluence des principaux affluents du Mono (Ogou, Anié, Amou et Kra) et qu'elle dispose de séries très peu lacunaires. Installée en 1944 sur le territoire béninois, elle n'a commencé à fournir des données qu'en 1951. Elle est située sur la rive gauche du fleuve. Le Mono draine à ce point un bassin-versant de 21 500 km² (soit 86 %) et avec un débit spécifique de 5,34 l/s/km². Les échelles étaient souvent endommagées

en période de crue avant la construction du barrage de Nangbéto, ce qui explique quelques lacunes évaluées à 2 % du total. Le lit de la rivière étant assez instable, six courbes d'étalonnage ont été tracées successivement pour traduire les crues observées en débit (Le Barbé *et al.*, 1993).

➤ **La station de Tététou** (07°01'N et 01°33'E)

Ouverte en 1951, la station de Tététou n'a fourni de données exploitables que pour la période 1961-1987. Elle contrôle une superficie de 20 500 km² et a servi à estimer les valeurs manquantes de la station d'Athiémé, car les données de ces deux stations sont corrélées à 98 %. Cependant, on note des lacunes dans sa série, de l'ordre de 3,85 %.

➤ **La station de Nangbéto** (07°26'N et 01°26'E)

Elle a été créée en 1964, avant la construction du barrage éponyme, et offre des mesures de septembre 1987 à aujourd'hui. Située au pied du barrage, elle contrôle un bassin-versant d'une superficie de 15 680 km². Les mesures sont faites au liminigraphe enregistreur et les hauteurs d'eau sont relevées avec une bonne précision et un tarage stable. Néanmoins, les valeurs manquantes sur la période 1987-2000 sont de l'ordre de 4,38 %.

2.2.2.2. Les données sur le sous-bassin du Couffo à Lanta (07°06'N et 01°51'E)

Une seule station est ici fonctionnelle : la station de Lanta, créée en 1951. Ce sous-bassin occupe 11 % de la superficie totale de l'ensemble du complexe. Les échelles de cette station sont souvent emportées lors des crues, d'où les nombreuses lacunes, évaluées à 5,78 % sur la période 1961-2000. Les étalonnages sont peu précis en étiage, et le tarissement est à considérer avec prudence. Les corrélations sont très faibles entre les apports de Lanta et ceux des stations environnantes, comme l'avaient déjà montré Le Barbé *et al.* (1993) dans la monographie des ressources en eaux superficielles de la République du Bénin.

2.2.3. Les données sur les états des unités paysagères

Ce sont des données relatives à l'occupation du sol des années 1956, 1985 et 2000, obtenues après traitement des sources satellitaires (Landsat TM 1985 et 2000 de résolution 30 m) et des photographies aériennes de la mission Togo 004 (1956) à 1/50 000^e. Ces images proviennent du CENATEL (Centre National de Télédétection) et de l'IGN (Institut Géographique National) de la République du Bénin. Le choix de l'année 1956 est justifié par l'absence de photographies aériennes sur tout le bassin dans la période 1961-1970. L'appréciation de l'évolution des états de surface est fondée sur la comparaison des surfaces occupées par les

différentes formations végétales, par les jachères, les cultures et les plans d'eau pour les années 1956, 1985 et 2000.

En outre, nous avons utilisé quelques documents planimétriques :

- la carte géologique du Bénin 1989 - feuille Abomey au 1/200 000e ;
- la carte pédologique de reconnaissance du Dahomey, 1969, feuille Abomey, Volkoff, ORSTOM au 1/200 000e ;
- la carte hydrogéologique du Bénin, échelle 1/500 000e, géohydraulique, Maisons-Alfort, France, Hainque-Perin, Paris, France, 1985.

Les cartes d'occupation du sol visent à montrer l'évolution de l'anthropisation du bassin-versant et à identifier les secteurs les plus vulnérables à l'érosion.

2.2.4. Les données sédimentologiques et hydrochimiques

Aucune série de données n'existe réellement dans ce domaine. Seules des données dispersées dans le temps et l'espace ont pu être collectées à partir des travaux de Colombani (1967a et b), de Oyédé (1983), de Maslin (1983), de Roche International (1999), du Département de la Science de la Terre (2001) de la Faculté des Sciences Techniques (FAST) de l'Université d'Abomey-Calavi (UAC), de la Direction des Pêches (2006) et du Centre de Gestion Intégrée du Littoral et de l'Environnement (2006) de l'Université de Lomé au Togo. Il s'agit ici essentiellement des données concernant des paramètres physico-chimiques (salinité, turbidité, température, etc.), mais aussi de données de profondeur (bathymétrie), d'épaisseur des sédiments (issues du carottage) et de la granulométrie. Ces valeurs sont ponctuelles dans le temps et ne concernent que quelques sites de la partie inférieure du complexe. Ainsi, des mesures au cours des années 2002, 2005 et 2006 ont été effectuées pour les compléter.

L'exploitation de ces données et des travaux antérieurs a permis d'analyser la variation des paramètres physico-chimiques due à l'influence des cours d'eau et de l'océan Atlantique dans le système lagunaire, de suivre la dynamique sédimentaire du complexe et de quantifier les apports solides et la vitesse de comblement du système lagunaire.

2.2.4.1. Les paramètres physico-chimiques

Ils ont permis de suivre la dynamique sédimentaire du complexe à travers l'influence de la variation pluvio-hydrologique, de la dynamique d'occupation du sol et de l'intrusion saline.

Elles concernent la salinité, la turbidité, les matières en suspension (MES) et les concentrations d'éléments chimiques majeurs en solution (chlorures, calcium, magnésium, sodium, carbonates, bicarbonates et sulfates). Ces données ont été tirées de mémoires et de rapports, mais elles ne couvrent pas de longues périodes et ne sont pas collectées de façon régulière. Les années disponibles sont 1966-1967, 1980-1982, 1987, 1991-1992, 1999-2000 et 2007 et les pas de temps sont variables (journaliers, mensuels ou annuels).

2.2.4.2. Les données de bathymétrie

Les mesures bathymétriques permettent de suivre l'évolution de la profondeur du lit. Ces relevés sont malheureusement peu nombreux sur une section donnée. Les sources utilisées proviennent, d'une part, des travaux de Oyédé *et al.* (2007) pour les années 1991 et 1999 et, d'autre part, de nos mesures pour les années 2002, 2005 et 2006. Ces mesures ont été réalisées sur une section et à un intervalle de 1 m pour une largeur de 100 m et de 3 m quand celle-ci est de 3 km voire 5 km. Elles sont bien sûr calées sur le niveau d'eau à l'échelle. Ces données, par la réalisation des graphiques bathymétriques ont permis d'analyser l'évolution du fond du lit du système fluvio-lagunaire et d'apprécier la sédimentation dans le bassin.

2.2.4.3. Les données d'épaisseur des sédiments issus du carottage

Elles ont permis de réaliser des coupes lithologiques des berges des cours et plans d'eau dans la basse vallée du complexe Mono-Ahémé-Couffo. Les profondeurs du carottage varient de 120 à 400 cm et permettent aussi d'analyser la succession de dépôts de sédiments, leur nature et leur origine probable.

2.2.4.4. Les données de granulométrie

Celles-ci sont issues du tamisage des échantillons de sédiments collectés lors de forages, de carottages, de dragages à la main et de jaugeage. Elles ont procuré une base de données de la fréquence et du pourcentage cumulé des grains composant les sédiments, traduits en graphiques qui ont permis une interprétation du mode de distribution, de l'origine éventuelle des sédiments et l'identification de la texture et de la structure des formations géologiques en place.

2.2.5. Les données démographiques et autres données humaines

On a utilisé les recensements généraux de la population et de l'habitation (RGPH) du Bénin (1992 et 2002) et du Togo (1981, date du dernier recensement) à l'échelle communale. Les données de population plus récentes du Togo ont été estimées à partir du taux d'accroissement naturel qui était de 2,04 % entre 1970 et 1981.

Ces informations permettent, en complément des données d'occupation des sols, de décrire le degré d'anthropisation dans les différentes parties du bassin et d'évaluer l'évolution de la pression démographique.

2.3. Données provenant de mesures et enquêtes de terrain

2.3.1. Le dispositif expérimental de collecte des données hydro-sédimentaires

Il concerne essentiellement les données sédimentologiques telles que la profondeur du lit par section (bathymétrie et jaugeage), l'épaisseur des couches de sédiments (carottage) et la taille des grains composant les sédiments (granulométrie). À cet effet, certains travaux de terrain ont été effectués sur la partie sud-ouest du bassin-versant grâce à une mission d'une équipe pluridisciplinaire (un hydrologue, un géomorphologue, un cartographe, un hydrogéologue et des environnementalistes) du CGILE (Centre de Gestion Intégrée du Littoral et de l'Environnement) du Togo. D'autres ont été réalisés, soit par nous-mêmes à partir de nos connaissances, soit avec l'équipe du Département des Sciences de la Terre (DST) de l'Université d'Abomey-Calavi (Bénin).

2.3.1.1. Les outils utilisés

Le matériel utilisé est le suivant : cartes géologiques, topographiques et touristiques du Bénin et du Togo, marteaux de géologue, double décimètre, GPS (Global Positioning System), moulinet, tarière (pour le carottage), corde, fil lesté, appareil photographique et pirogue ou barque motorisée. Pour l'étude granulométrique, des sédiments ont été prélevés avec des bennes et des dragues pour en faire des analyses en laboratoire.

2.3.1.2. Les données collectées et les techniques de prélèvements

Il s'agit des données de profondeur, des coupes et d'échantillons de sédiments.

➤ La bathymétrie et l'hydrométrie

Les mesures bathymétriques du lit des cours et plans d'eau du complexe ont été faites en saison sèche (étiage) grâce à deux techniques artisanales qui prennent en compte la section à mesurer.

La première technique consiste à faire des mesures sur de grandes sections, avec une équidistance de 3 m, en déplaçant la pirogue d'une rive (point 0) à l'autre. Le fil gradué lesté avec 5 kg de plomb afin d'empêcher le courant d'eau de déplacer ce fil à l'extrémité (figure 2.3), est immergé pour mesurer la profondeur. Chaque mesure de profondeur est accompagnée de la prise des coordonnées au point de mesure, de la rive de départ à la rive d'arrivée. La détermination des profondeurs étant difficile, surtout en période de vent violent fréquent (5 m/s, voire 10 m/s sur un plan d'eau de 2,5 à 3 km de large), la technique de notation consiste à quantifier deux ordres de grandeur qui sont la largeur et la hauteur d'eau en un point. Le plomb comporte une cavité à son extrémité permettant de faire en même temps des prélèvements de sédiments. Cette méthode s'apparente à celle utilisée par Oyédé (1991) sur le lac Ahémé, par Garnaud (2003) sur le lagon de la Nouvelle-Calédonie, par Agassounon (2002) et Amoussou (2005) sur la rivière Sô.

La deuxième technique, la plus utilisée sur le fleuve Mono et le chenal Ahô, concerne les petites sections. Elle est analogue à celle utilisée par le CGILE en 2006. Elle consiste à étendre la corde graduée à l'aide d'une pirogue, soutenue de part et d'autre du chenal par des piquets, comme le montre la figure 2.4. Cette technique concerne le jaugeage et la bathymétrie du lit à l'étiage.

Toutefois, lorsque la profondeur varie de façon importante d'un point à un autre sur une section, deux ou trois autres mesures supplémentaires sont nécessaires dans la section afin d'optimiser la connaissance de la forme réelle du lit à cet endroit.

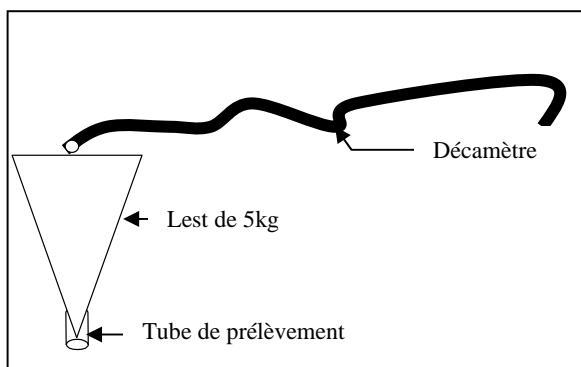


Figure 2.3 : Fil lesté

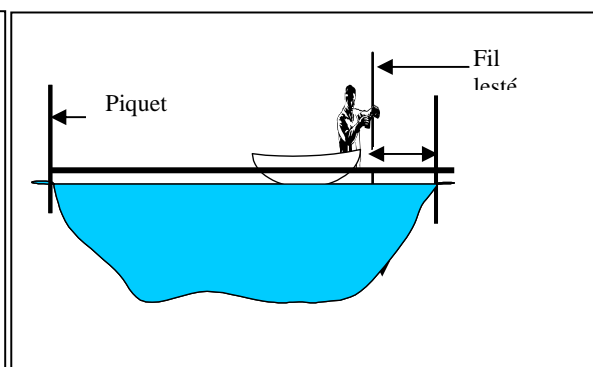


Figure 2.4 : Technique de détermination de la bathymétrie.

La prise de mesure de profondeur est faite à l'aide d'un moulinet à hélice (photo 2.1). Les mesures sont distantes de 1 m horizontalement et la mesure du courant en profondeur est réalisée tous les 0,5 m. Ainsi, le nombre de relevés de la vitesse est fonction de la profondeur totale. Les mesures de profondeur sont faites en calant la hauteur d'eau à l'échelle limnimétrique du CGILE (photo 2.3).



Cliché Amoussou, 2006

Photo 2.1 : Appareil de jaugeage.



Cliché Amoussou, 2006

Photo 2.2 : Prise de mesure de profondeur, de débit et de prélèvement des sédiments.



Cliché Amoussou, 2006

Photo 2.3 : Échelle limnimétrique verticale du CGILE à Agonmèglozou sur le fleuve Mono.

Pour normaliser les profondeurs par rapport à la hauteur d'eau initiale notée Y_0 , l'équation suivante a été utilisée : $P'_i = P_i + (Y_0 - Y_i)$;

avec P'_i : la profondeur normalisée, P_i : la profondeur mesurée en un temps i et en un point quelconque et Y_i : le niveau d'eau en un temps i .

- Si $Y_0 - Y_i < 0$, signifie que le niveau d'eau a augmenté dans le lit ;
- Si $Y_0 - Y_i > 0$, signifie que le niveau d'eau dans le lit a baissé ;
- Si $P'_i - P_0 < 0$, signifie qu'il y a dépôt de sédiment, (P_0 : profondeur initiale, à la hauteur d'eau Y_0) ;
- Si $P'_i - P_0 > 0$, signifie qu'il y a érosion ;
- Si $P'_i - P_0 = 0$, signifie qu'il y a stabilité.

Ces données ont permis de tracer la courbe bathymétrique et d'étudier la dynamique actuelle de la sédimentation par comparaison avec des mesures antérieures. Enfin, sur cette ligne de relevés, on prélève des sédiments en chaque point, soit à partir d'une pirogue, soit à pied quand la profondeur n'est pas importante (photo 2.2 supra).

➤ **Les carottages**

La connaissance précise de la nature et de la structure des sédiments fluvio-lagunaires superficiels liées à la dynamique sédimentaire, a nécessité l'extraction de carottes stratigraphiques afin d'apprécier les dépôts de sédiments.

Les carottes ont été réalisées avec une tarière, permettant de pratiquer les sondages pédologiques. Ainsi, sur le bassin-versant, huit (8) carottages ont été réalisés, dont deux sur les anciennes alluvions.

La tarière enfoncée dans le sol verticalement traverse la litière et les différentes couches lithologiques jusqu'à la roche-mère où elle s'arrête. Ensuite, elle est retirée et le sédiment, prélevé par le trou, de son extrémité est conservé dans un sachet numéroté avant étude en laboratoire. Les carottes ont été réalisées dans les sites où l'érosion est très perceptible, sur les espaces où la pression humaine est forte et dans les secteurs où l'inondation est fréquente. Ces travaux de terrain ont été réalisés au cours des étiages pendant lesquels les lits des cours d'eau Mono et Couffo sont traversés à gué par endroits.

À partir de ces relevés, des coupes lithologiques allant d'une rive à l'autre ont été réalisées pour permettre de préciser la nature et les propriétés des dépôts/terrains.

➤ **La granulométrie des sédiments**

Les prélèvements sont réalisés de trois manières : par le cône de Bertois, par carottage et par plongée. Avec le cône de Berthois, on opère à bord d'une pirogue ou d'une barque motorisée, au cours des carottages sur les berges et enfin avec des plongeurs.

Les quarante prélèvements réalisés ont été analysés au laboratoire de CGILE au Togo et au Département des Sciences de la Terre à l'Université d'Abomey-Calavi.

Après séchage à l'étuve, la pesée est automatiquement faite. Ainsi, un prélèvement de 100 g par échantillon est versé dans la colonne de tamis de la série AFNOR (Association Française de Normalisation). La colonne est constituée de 5 tamis suivant une progression géométrique décroissante des mailles permettant de distinguer les graviers (> 2 mm), les sables très grossiers (> 1 mm), les sables grossiers (> 0,5 mm), les sables moyens (> 0,2 mm) et les sables fins et très fins (> 0,05 mm). Puis les grains sont soumis à une agitation électromagnétique sur un Tamisor (Tamis-Toiles métalliques) pendant une durée de 15 mn par échantillon. La pesée a été effectuée sur une balance Shimadzu BX 3 200 D (Max : 3 200 g / 600 g et d = 0,1 g / 0.01 g).

2.3.2. Les enquêtes de terrain

Le but de ces enquêtes est de compléter les informations quantitatives collectées et mesurées afin de mieux cerner les activités auxquelles se livrent les populations pendant les saisons sèches et pluvieuses, l'utilisation qu'elles font de l'eau, les déterminants de la dynamique des états de surface et les stratégies de gestion des risques environnementaux liés en particulier à la sédimentation. Les investigations réalisées par l'approche MARP (Méthode Accélérée de Recherche Participative [Lavigne-Delville *et al.*, 2005]) comportent des entretiens semi-directifs, des interviews et des focus-groups.

La MARP est un ensemble d'approches et d'outils utilisés pour permettre aux populations rurales et urbaines de présenter leurs connaissances sur leur situation et leurs conditions de vie par rapport à un fait (Lavigne-Delville *et al.*, 2005). Cette technique établit un processus de communication plus proche et plus révélateur que les questionnaires. Par exemple, « les MARP permettent de consulter directement les bénéficiaires par rapport à leur perception du bien-être » (Lavigne-Delville et Papazian, 2008).

Nous avons mis au point des questionnaires orientés vers les utilisateurs quotidiens du bassin (les pêcheurs, les paysans, les éleveurs, les jardiniers, les saliculteurs, les vendeurs de produits dérivés de la pêche et de l'agriculture, les fabricants de charbon et les vendeurs de bois de chauffe), vers les organismes non gouvernementaux (ONG) et les personnes-ressources (chefs de quartier ou de village, maires des communes, notables, sages et chefs religieux, et agents du développement rural). Ces personnes-ressources ont été ciblées en raison de la nature des informations détenues, de leur ancienneté dans le milieu (plus de 20 ans) et de leur savoir endogène sur les risques de vulnérabilité des écosystèmes du complexe. Ces enquêtes se sont déroulées du nord au sud du complexe et par choix raisonné ; nous avons pu échantillonner cinq cent quatre-vingt-deux personnes, à raison de trois cent trente-sept personnes dans la partie ouest (Togo) et deux cent quarante-cinq personnes dans la partie est du bassin (Bénin).

2.4. Méthodes d'étude

Les méthodes diagnostiques utilisées pour cette étude sont essentiellement statistiques. Elles ont permis d'analyser les variabilités pluviométrique, hydrologique et sédimentologique, et de détecter les relations qui les lient.

2.4.1. Le pré-traitement des données hydroclimatiques

Il s'agissait de reconstituer les données hydro-pluviométriques manquantes et de réaliser l'interpolation spatiale des données des trente-quatre stations pour l'obtention du champ de pluie du bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

2.4.1.1. La reconstitution des données manquantes

La fiabilité du comblement des données manquantes de pluies et de débits mensuels dépend essentiellement de la qualité des données existantes. Elle dépend en partie aussi de la significativité climatique et hydrologique des unités géographiques à l'intérieur desquelles une homogénéisation entre les stations peut être faite (Mahé, 1992). Variant entre 2 et 7 %, les données manquantes sont comblées à partir de deux méthodes sur les sept stations pluviométriques (surtout les mois secs) et les deux stations hydrométriques (surtout en période crue sur le Mono à Athiéme et pour le Couffo à Lanta, ce sont les débits de crues et d'étéages).

Par hypothèse de base et à partir de l'hypothèse de l'homogénéité spatiale des précipitations annuelles de Brunet-Moret (1969, 1971 et 1979), nous avons pu combler les données pluviométriques manquantes par la méthode des doubles cumuls des stations du même domaine climatique. Soit pour une année i , les précipitations mensuelles x_i et y_i à deux stations x et y peuvent s'écrire :

$$x_i = \frac{\bar{X}}{\bar{Y}} y_i + \epsilon_i; \quad (2.1)$$

avec \bar{X} et \bar{Y} étant les moyennes intermensuelles aux deux stations sur une longue série. La variance de ϵ_i , terme aléatoire indépendant tant de la valeur x_i que celle de y_i , est d'autant plus faible que le coefficient de corrélation linéaire entre les stations est plus grand et l'espérance mathématique de ϵ_i nulle.

De même, on effectue le calcul de la prévision de la valeur capitalisée mensuelle des débits à partir des valeurs existantes dans les stations voisines quand la corrélation est significative, ou, dans le cas contraire, à partir des valeurs des mois encadrants dans la station lacunaire (exemple : débits de mars estimés à partir de ceux de février). Les valeurs y manquantes sont calculées par la méthode de régression linéaire. L'équation de la fonction PREVISION est :

$$Y = a + bx \quad (2.2)$$

où : $a = \bar{y} - b\bar{x}$ et $b = \frac{[n \sum xy - (\sum x)(\sum y)]}{n[\sum x^2 - (\sum x)^2]}$, avec n : le nombre d'observations; y : la valeur recherchée ; x la série complète.

Ainsi, l'équation du modèle permettant l'estimation des débits du Mono à Athiémé et à partir de ceux de Nangbéto est : **Athiémé = a + b*Nangbéto avec a>0 et b>1.**

Ces différentes fonctions de prévision ont été utilisées lorsque les corrélations entre les stations ont une certaine significativité. Ainsi, pour les précipitations, la corrélation entre les données de la série lacunaire et celle choisie pour l'opération doit être significative à plus de 85 %. Pour les débits, la corrélation est plus forte, donc les seuils de significativité retenus sont d'au moins 95 %. Ainsi, les données hydrométriques de la station de Nangbéto, ont été utilisées en partie pour combler celles manquantes d'Athiémé. Pour la station hydrométrique de Lanta, les données ont été comblées, par la fonction de prévision, avec les données de la même station (mois précédents et suivants), chaque fois que la corrélation était significative à plus de 77 %.

2.4.1.2. L'interpolation spatiale des données climatiques

Pour calculer les bilans climatique et hydrologique, il est nécessaire de déterminer le champ pluviométrique du bassin. Celui-ci est estimé par interpolation des pluies mensuelles mesurées dans les trente-quatre stations et cela pour chacun des mois (au total 480, soit 40 ans * 12 mois) de la période d'étude. L'objectif initial était de faire une interpolation par krigeage comme l'avait développée Matheron (1962 et 1963). Mais les variogrammes obtenus, qui décrivent la variation de la pluie en fonction de la distance entre les stations, montrent une médiocre structuration spatiale. Nous avons donc préféré, dans un premier temps, décrire de façon explicite l'organisation des champs de pluie en fonction des coordonnées géographiques (latitude, longitude) et de l'altitude comme l'ont fait certains auteurs (Oettli et Camberlin, 2005 ; Oettli, 2008), puis spatialiser par interpolation cubique l'information résiduelle non décrite par ces trois variables. Cette méthode s'inspire de celle de Bénichou et Le Breton (1987), mais sans inclure la notion de « paysage topographique », du fait de la faiblesse relative des dénivellations dans l'espace étudié.

L'interpolation comporte quatre étapes au total :

- l'établissement d'un modèle spatial (un par mois) de régression linéaire multiple, liant les

moyennes pluviométriques mensuelles des trente-quatre stations à la latitude, à la longitude et à l'altitude ;

- une interpolation cubique de l'information résiduelle, exprimée sous forme de ratios (rapport des pluies observées et des pluies estimées par le modèle de régression). Par combinaison avec les estimations par régression linéaire multiple, les ratios interpolés permettent d'obtenir les précipitations moyennes mensuelles en tout point du bassin-versant ;
- une interpolation cubique des ratios interannuels, par combinaison avec les précipitations moyennes estimées par le modèle, permettant d'obtenir les précipitations de chaque année en tout point du bassin-versant (champs pluviométriques interannuels) ;
- enfin, une validation croisée de type « leave-one-out » afin de vérifier la fiabilité des données estimées.

➤ La régression linéaire multiple

C'est une généralisation directe à P variables explicatives de la régression linéaire simple. C'est un modèle statistique réalisé en combinant différents prédicteurs (x_j) supposés explicatifs, et visant à expliquer au mieux la variable à prévoir (y) (Oettli, 2008). Ainsi, on suppose donc que y et les $\{x_j\}$ sont liés par une relation linéaire sous la forme :

$$\hat{y} = a_1 x_1 + a_2 x_2 + a_j x_j \dots + a_p x_p + a_0 \quad (2.3)$$

Avec :

\hat{y} , l'estimation de y calculée à l'aide de l'équation ,

x_j , un régresseur ($j=1, 2, \dots, p$),

a_j , le coefficient associé ($j=1, 2, \dots, p$),

a_0 , une constante .

L'annulation des dérivés partiels des équations linéaires permet de déterminer les coefficients qui rendent minimale la somme des carrés des écarts. La droite de régression partage en réalité les points expérimentaux en deux groupes dont les écarts, par rapport à la droite de régression, sont respectivement positifs et négatifs et se compensent exactement (Delhez, 2005).

La régression multiple est utilisée ici pour estimer les précipitations à partir des trois régresseurs suivants : latitude, longitude, altitude.

Le coefficient de détermination s'écrit :

$$r^2 = \frac{\sum_{i=1}^N (\hat{y}_i - \bar{y})^2}{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2} ; \quad (2.4)$$

avec N , le nombre de stations.

Il constitue une mesure de validité du modèle linéaire de régression, exprimée comme le rapport de la variance expliquée par le modèle linéaire et de la variance totale des données. Ce coefficient varie entre 0 et 1. Une valeur proche de 1 montre un bon accord entre les données et le modèle linéaire. Lorsque l'accord est de moins en moins bon, le coefficient r^2 décroît vers sa valeur minimale de 0.

La mesure absolue de l'accord entre les données et le modèle linéaire est donnée par l'erreur standard de l'estimation d'équation, soit :

$$s_{\varepsilon} = \sqrt{\frac{1}{N-2} \sum_{i=1}^N (y_i - \hat{y}_i)^2} \quad (2.5)$$

avec $N-2$ qui représente une estimation du nombre de degré de liberté de \mathcal{E} , basée sur le fait que les coefficients sont estimés à partir de l'ensemble des données du bassin versant.

Cependant, en régression multiple, il est aussi nécessaire de déterminer le coefficient de corrélation partielle qui mesure la liaison entre deux variables lorsque l'influence d'une troisième (ou de plusieurs autres) est gardée constante sur les deux variables comparées. La formule suivante décrit le calcul de la corrélation partielle entre y (la pluie) et x^1 (la latitude) en tenant x^2 (longitude) et x^3 (l'altitude) constants :

$$r_{y,x^1/x^2,x^3} = \frac{r_{yx^1} - (r_{yx^2} \times r_{x^1x^2})(r_{yx^3} \times r_{x^1x^3})}{\sqrt{(1 - r_{yx^2}^2)(1 - r_{x^1x^2}^2)(1 - r_{yx^3}^2)(1 - r_{x^1x^3}^2)}} \quad (2.6)$$

Avec :

r_{yx^1} le coefficient de corrélation simple entre la variable y et la variable x^1 ,

r_{yx^2} le coefficient de corrélation simple entre la variable y et la variable x^2 , etc.

La corrélation partielle permet d'apprécier l'implication des coordonnées géographiques et du relief dans la répartition spatiale des précipitations dans le bassin. Ce coefficient se teste à l'aide d'un paramètre F de Fisher-Snedecor à 1 et $n-p$ (p désigne le nombre de régresseurs de l'équation de régression multiple, ici 3) degrés de liberté (Borcard, 2006). Le carré du

coefficient de corrélation partielle $r^2_{y,x1/x2,x3}$ mesure la proportion de la variation de y expliquée par $x1$ indépendamment de l'influence de $x2$ et $x3$. Ce coefficient est calculé pour les moyennes mensuelles de précipitations. Donc, à chaque mois correspond un coefficient de corrélation partielle qui traduit l'influence des paramètres $x1$, $x2$ et $x3$ sur y .

Les douze modèles de régression multiple sont ensuite utilisés pour fournir une première spatialisation, c'est-à-dire une estimation des précipitations moyennes mensuelles en tout point du bassin, défini par la position en latitude, en longitude et en altitude. Ces trois coordonnées provenant du MNT (Modèle Numérique de Terrain) de SRTM (Shuttle Radar Topography Mission [Gorokhovich et Voustianouk, 2006]) ont été préférées au MNT GTOPO30 (GTOPO30, 1996 ; USGS, 1996), car ce dernier présente des erreurs très importantes sur la côte béninoise, affectée d'une altitude de 100 m. Le MNT de SRTM30 a une résolution de 30 secondes d'arc, soit 1 km à l'équateur. L'estimation pluviométrique est donc faite sur une grille de 1 km x 1 km, soit 32 858 points de grille pour le bassin Mono-Ahémé-Couffo.

Après ce stade de la régression linéaire multiple, on calcule pour chaque station un ratio exprimant le rapport entre la pluie moyenne mensuelle observée et la pluie moyenne estimée par le modèle de régression (ratio moyen). De façon similaire est calculé le ratio entre la pluie mensuelle de chaque année et la pluie estimée par la régression multiple pour cette même année.

➤ **L'interpolation cubique des ratios moyens et la reconstitution des champs moyens mensuels**

Les ratios obtenus décrivent la répartition de la pluie, indépendamment des coordonnées géographiques et de l'altitude. Ils ne représentent qu'une fraction de la variabilité spatiale de la pluie. Au départ, disponibles seulement dans chacune des stations, ils sont ensuite interpolés afin d'obtenir, pour chaque mois, une valeur en chacun des points de grille de 1 km x 1 km du bassin-versant.

Cette interpolation est fondée sur le traitement mathématique de la variation spatiale du ratio considéré. L'espace géographique du bassin est appelé ici « champ » et noté D . Le ratio examiné est représenté par une certaine donnée localisée sur le bassin. Une telle mesure est nommée « variable régionalisée » et elle est vue comme une fonction numérique (Matheron, 1962) définie sur le champ D . Elle est notée $\{z(s), s \in D\}$ où $s = (x, y)$ et représente un point

du champ identifié par ses coordonnées géographiques. La valeur de cette fonction en un point particulier s_i , notée $z(s_i)$, porte alors le nom de « valeur régionalisée » (Wackernagel, 2003).

L'interpolation spatiale répond au besoin de connaître la valeur d'une variable régionalisée en un site s_0 du champ D, autre qu'un des sites d'observation. Elle se définit ainsi par la prévision de la valeur d'une variable régionalisée en un site où elle n'a pas été mesurée à partir des valeurs régionalisées observées $z(s_1)$ à $z(s_n)$ (Cressie, 1993 ; Arnaud et Émery, 2000). La valeur prédite en s_0 sera notée $\hat{z}(s_0)$

La méthode retenue ici repose sur une interpolation spline cubique qui s'appuie sur la triangulation de Delaunay. La triangulation se base sur le partage de l'espace étudié en polygones de Thiessen (Baillargeon, 2005). Par cette méthode, l'estimation de la valeur régionalisée en s_0 prend la forme d'une moyenne pondérée des valeurs régionalisées observées aux différents sommets du polygone.

L'interpolation cubique s'effectue en ajoutant une surface, souvent à un polynôme, dans chacun des triangles déterminés. Les valeurs régionalisées des stations pluviométriques du champ, formant les sommets du grand triangle dont sont issus les petits triangles, sont incluses pour l'interpolation. Le poids de chacune de ces valeurs est égal à la portion de surface du grand triangle occupé par le petit triangle opposé au site. Par exemple, la prévision en un point s_0 s'écrit :

$$\hat{z}(s_0) = \frac{A_1 z(s_1) + A_2 z(s_2) + A_3 z(s_3)}{A_1 + A_2 + A_3} \quad (2.7)$$

L'avantage de la méthode d'interpolation cubique de l'espace est de donner une représentation exacte à l'échelle locale. Elle n'utilise que les observations localisées assez près du point de prévision selon un critère de voisinage. Cette méthode d'interpolation simple est déterministe, car elle ne modélise pas la variable régionalisée par une variable aléatoire. Elle est suffisante dans le contexte de l'étude effectuée pour deux raisons :

- le nombre de stations est insuffisant pour établir un variogramme pour le krigeage ;
- les essais de krigeage n'ont pas permis de déceler une structure suffisante du champ pluviométrique, au-delà de ce qui est décrit par le modèle, qui tient compte des coordonnées géographiques et de l'altitude.

Cette interpolation cubique a été appliquée d'abord aux ratios, afin de reconstituer les champs moyens mensuels. Pour cela, les valeurs de pluies estimées en tout point sont multipliées par les ratios interpolés en ce même point. La même démarche a été utilisée pour déterminer les champs d'anomalies interannuelles.

➤ **L'interpolation cubique des ratios interannuels à la moyenne et la reconstitution des champs interannuels**

Elle vise à la reconstitution finale des champs moyens interannuels de pluie. Elle fait intervenir la liaison entre les ratios moyens interpolés de chaque mois ($[R_{moy}(m, x, y)]$), et les pluies estimées de chaque mois par le modèle de régression linéaire, en prenant en compte des coordonnées géographiques et de l'altitude ($[P_{moy_estim_modèle}(m, x, y, alt)]$). Il s'agit du calcul pour chaque mois de chaque année entre 1961 et 2000 (janvier 1961 à décembre 2000) des écarts à la moyenne mensuelle, ce qui permet d'obtenir les précipitations annuelles en chaque point de grille du bassin. Une reconstitution finale des valeurs interannuelles de précipitations de chaque mois et chaque année de la période 1961-2000, est obtenue par :

$$P_{estim}(m, a, x, y) = [P_{moy_estim_modèle}(m, x, y, alt) \times R_{moy}(m, x, y)] ; \quad (2.8)$$

avec : m = mois, a = année, x = latitude, y = longitude et alt = altitude.

Une validation croisée de type « leave-one-out » a permis une vérification des données estimées par rapport à celles observées.

➤ **La validation croisée des précipitations estimées**

Une pratique recommandée pour valider l'estimation et le choix des échantillons de voisinage pour l'interpolation, consiste à effectuer une validation croisée. Elle permet de comparer la qualité prédictive des modèles sur la base d'un critère d'erreur.

Cette méthode, choisie par l'ACMAD et CLIPS (1998) et Philippon (2002), fut développée par Lachenbruch et Mickey (1968) dans le cadre de recherches sur l'estimation de l'erreur de modèles d'analyse discriminante. Elle permet par exemple d'évaluer la performance de modèles de prévision des précipitations saisonnières (Philippon, 2002). Le principe consiste à séparer la base initiale (l'ensemble des stations pluviométriques utilisées) en trente-quatre sous-ensembles. La procédure consiste dans chaque échantillon à retirer successivement chacune des trente-quatre stations d'observation pour ensuite la prévoir (selon la méthodologie ci-dessus, c'est-à-dire régression linéaire multiple puis interpolation) à partir des autres données. Cette opération est donc répétée trente-quatre fois. Pour chaque station,

on obtient ainsi une vraie valeur que l'on compare à une valeur estimée pour vérifier si le modèle fournit des estimations plausibles.

Plus précisément, soit p_i^* l'estimation obtenue par interpolation au point i (en enlevant la valeur observée p_i) ainsi que la variance de l'interpolation σ_{ki}^2 . Nous pouvons définir un résidu $r_i = p_i - p_i^*$ et un résidu normalisé $n_i = \frac{r_i}{\sigma_{ki}}$. Le résidu constitue l'erreur d'estimation.

La validation croisée a permis une vérification de la performance de la chaîne de traitement décrite plus haut pour l'estimation du champ de précipitations. Sur la figure 2.5, le diagramme compare les pluies estimées et les pluies observées de 1961 à 2000.

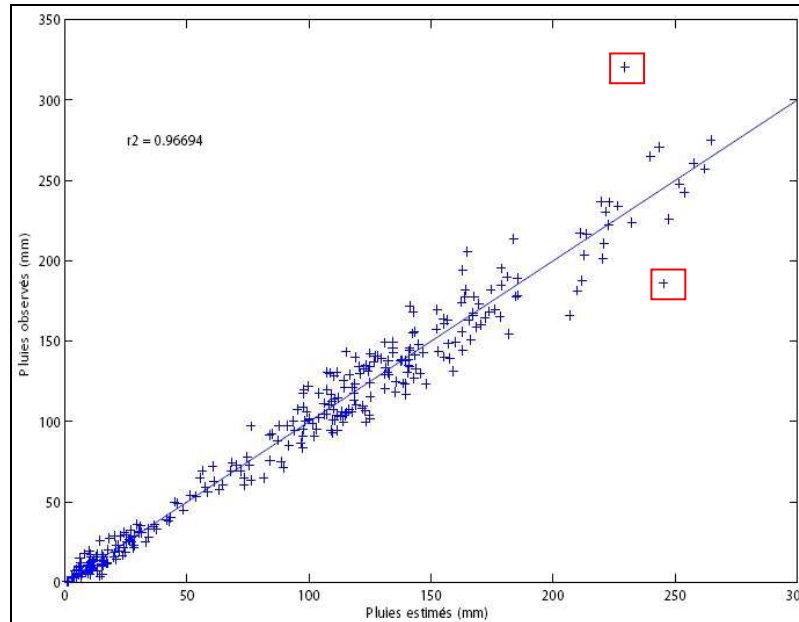


Figure 2.5 : Validation croisée des précipitations mensuelles de chaque année de 1961 à 2000 aux différentes stations d'étude.

La bonne qualité des estimations est démontrée par la robustesse de la corrélation entre données observées et estimées ($r=0,98$). De très rares cas encadrés sur la figure 2.5, montrent un accord légèrement moins bon entre observation et estimation.

La figure 2.6 confirme que les erreurs d'estimation sont en général faibles voire insignifiantes.

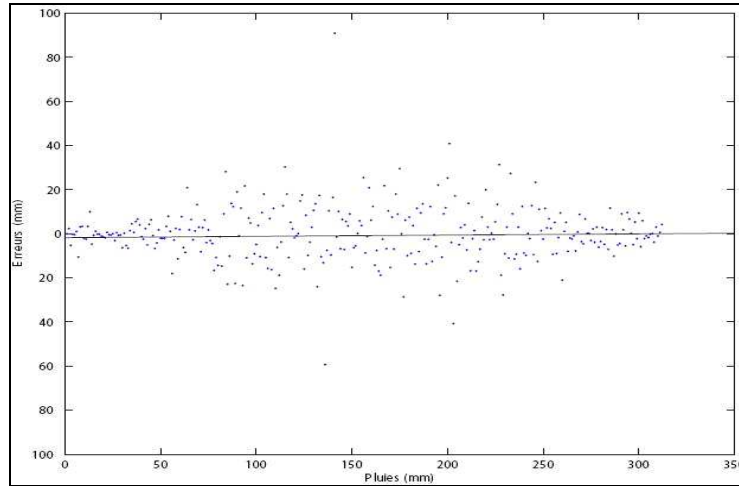


Figure 2.6 : Erreurs sur les précipitations mensuelles de chaque année, de 1961 à 2000, aux différentes stations d'étude.

Ces résultats montrent que la méthode d'interpolation mise en œuvre est satisfaisante.

2.4.2. Le calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Aucune interpolation spatiale n'a été réalisée pour estimer les valeurs de l'ETP du bassin. Pour cette variable, seules les données de Bohicon étaient disponibles. Elles ont été considérées comme représentatives de la moyenne du bassin-versant. En effet, la variabilité spatiale des températures ou du rayonnement, qui sont des variables d'entrée du calcul de l'ETP, est beaucoup moins forte que celle des précipitations. Néanmoins, nous avons constaté que les valeurs d'ETP fournies par l'ASECNA présenteraient des biais importants, surtout de 1989 à 2000, si bien qu'elles ont été recalculées à partir du logiciel ET0 Calc de la FAO.

La méthode d'estimation utilisée est celle de Penman-Monteith (Allen *et al.*, 1998) :

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34 u_2)} \quad (2.9)$$

Avec :

ET_o l'évapotranspiration de référence (mm/jour),

R_n le rayonnement net à la surface (MJ/m²/jour),

G la densité de flux de chaleur du sol (MJ/m²/jour),

T la température moyenne quotidienne de l'air à 2 m de hauteur (°C),

u_2 la vitesse du vent à 2 m de hauteur (m/s),

e_s la pression de vapeur saturante (kPa),

e_a la pression de vapeur réelle (kPa),

$e_s - e_a$ le déficit de pression de vapeur saturante (kPa)

Δ la pente de la courbe de pression de vapeur (kPa/°C),

γ la constante psychométrique (kPa/°C).

L'équation utilise théoriquement comme variables climatiques d'entrée le rayonnement solaire, la température de l'air, l'humidité et la vitesse du vent. Dans notre cas, nous avons intégré dans le logiciel la température de l'air (mini et maxi), l'humidité relative (mini et maxi) et l'insolation moyenne. La vitesse du vent a été estimée à 2 m/s et les données restantes ont été générées par le logiciel une fois que les coordonnées géographiques (latitude et longitude) et l'altitude de la station considérée ont été prises en compte.

L'ETP mensuelle est obtenue en multipliant les valeurs journalières d' ET_o par le nombre de jours que compte chaque mois.

Les deux paramètres (pluie et ETP) étant connus, l'étude de la variabilité hydro-pluviométrique devient possible.

2.4.3. Les méthodes d'étude de la variabilité hydro-pluviométrique

Elles concernent l'analyse de l'évolution temporelle, les moyens de détection des modalités de variation, la mise en relation des différentes variations, l'établissement des bilans climatique et hydrologique et la modélisation hydrologique.

2.4.3.1. Les anomalies pluviométriques et hydrologiques

La démarche consiste à normaliser (ou « standardiser ») les données à l'aide d'une transformation centrée réduite qui consiste simplement à centrer les données x_i par rapport à leur moyenne \bar{x} , et à les réduire par rapport à l'écart-type σ_x :

$$x_i \longrightarrow z_i = \frac{x_i - \bar{x}}{\sigma_x} \quad (2.10)$$

L'utilisation de valeurs normalisées permet de cibler les années humides ou excédentaires et les années sèches ou déficitaires de la série étudiée.

2.4.3.2. L'étude des tendances et la recherche de ruptures de stationnarité

➤ **L'étude des tendances pluviométriques et hydrologiques**

Elle est fondée en premier lieu sur le calcul des moyennes mobiles sur cinq ans qui donnent des séries hydrométriques et pluviométriques lissées sur les différentes stations du bassin aux pas de temps mensuel ou annuel.

En outre, l'évolution sur le long terme est analysée par régression linéaire. La significativité statistique de la tendance est vérifiée par le test de Student. Une tendance en pourcentage a également été calculée sur chaque station du bassin. Ici, il s'agit du rapport entre le coefficient directeur de la droite de régression sur la pluviométrie moyenne de la station multipliée par le nombre d'années. Il a permis d'identifier les stations qui ont connu une importante baisse pluviométrique.

➤ **La recherche de ruptures de stationnarité à partir de la SMWDA**

Notre travail ne consiste pas en une étude spécifique de la stationnarité du climat : il s'agit seulement de compléter, pour le bilan du complexe Mono-Ahémé-Couffo, les études antérieures effectuées sur la région ouest-africaine.

La SMWDA (Split Moving-Windows Dissimilarity Analysis) est une méthode multivariée qui sert à déterminer les ruptures intervenant dans une série (Bigot, 1997). Elle a été développée en pédologie pour repérer les types de sol dans un transect (Webster, 1973 et 1978). Elle a été adaptée en climatologie et permet de dater avec précision les changements de rythme dans les séries chronologiques (Cornelius et Reynolds, 1991 ; Kemp *et al.*, 1994). Elle a été, par exemple, utilisée avec succès dans l'analyse des ruptures pluviométriques en Afrique centrale (Bigot, 1997) et en Afrique tropicale (Poccard, 2000).

L'analyse commence par le positionnement d'une fenêtre de longueur Q au début d'une série chronologique de longueur N . La valeur de Q doit être paire et inférieure à N . La fenêtre est ensuite divisée en deux échantillons de taille égale. On peut ainsi calculer la moyenne de chacun de ces échantillons et tester leur différence avec le test de Student. Cette méthode décrit ainsi mieux la structure de séries, du fait que les moyennes sont testées simultanément.

La SMWDA s'accompagne d'une méthode objective pour déterminer la signification statistique des pics qu'elle génère, puisque les ruptures sont décelées sur la série aléatoire (Cornelius et Reynolds, 1991, cité par Bigot, 1997 et Poccard, 2000). La méthode la plus souvent utilisée est celle de Monte Carlo, qui schématiquement permet d'établir des lois de

probabilités en fonction de séries pseudo-aléatoires générées (Livezey et Chen, 1983), ayant la même corrélation sériale de rang 1 et la même variance que la série à tester. Les seuils de signification à 5 et 1 % sont alors calculés à partir de cette distribution. La nature des discontinuités mises en évidence par la SMWDA dépend largement de la taille de la fenêtre utilisée. Dans notre travail, les tailles de fenêtres sont de dix, seize et vingt-deux ans sur une série de quarante ans.

➤ **L'identification des changements dans les régimes pluviométriques**

Pour analyser les éventuels changements possibles intervenus dans les régimes des précipitations, une typologie des répartitions saisonnières a été établie. Ainsi, est constituée une matrice composée de 1 025 séries de précipitations mensuelles (janvier à décembre), c'est-à-dire 40 années d'observations pour chacune des 25 stations situées à l'intérieur et à proximité immédiate du bassin, soit 1 000 « régimes réels » au total, auxquels s'ajoutent les régimes moyens (1961-2000) calculés pour chaque station (soit 25 séries). La typologie combinée des régimes moyens et réels recourt à une classification hiérarchique ascendante appliquée à cette matrice de 1 025 séries de 12 observations.

L'algorithme d'agrégation des classes est celui de Ward (Fichet, 1987), considéré comme le plus pertinent au sein des méthodes agrégatives (Gong et Richman, 1992 et 1995). L'objectif étant de conserver un nombre restreint de classes après examen du dendrogramme et de la cohérence spatiale des résultats. Quatre classes ont été retenues. Chacune décrit un type générique de distribution des précipitations mensuelles. La répartition spatiale et temporelle (interannuelle) de ces types est ensuite analysée.

2.4.3.3. La recherche de liaisons ou de dépendances statistiques entre pluie et lame écoulee

Le coefficient de corrélation linéaire a été utilisé pour mesurer le degré de liaison ou de dépendance qui existe entre les lames précipitées et les lames écoulées dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo. Il est défini par :

$$r = \frac{\frac{1}{N} \sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sigma(x) \cdot \sigma(y)} \quad (2.11)$$

où N est le nombre total d'individus ; x_i et y_i , les valeurs des séries ; \bar{x} et \bar{y} sont les moyennes des variables ; $\sigma(x)$ et $\sigma(y)$ représentent leurs écarts-types.

Le coefficient de détermination R est obtenu par :

$$R = r^2 \quad (2.12)$$

2.4.3.4. Les variations d'écoulement

➤ **L'écoulement**

Le terme d'écoulement se rapporte toujours à la circulation gravitaire de l'eau ; il prend plusieurs aspects selon la profondeur à laquelle il se situe dans le sol. En hydrologie de surface, le terme d'écoulement concerne exclusivement la circulation de l'eau dans le réseau hydrographique. Il s'agit d'un phénomène qui peut se quantifier par des mesures directes de débits. Sa formule est :

$$L = \frac{Q}{S} \times t \times 10^{+3}. \quad (2.13)$$

avec L = écoulement (mm) ; Q = débit (m³/s) ; t = le temps (s) ; S = superficie du bassin (km²).

➤ **Le coefficient d'écoulement**

Il a été déterminé à partir de la formule :

$$C = \frac{L}{P} \times 100 \quad (2.14)$$

où L = écoulement (mm) et P = hauteur de pluie (mm).

Il traduit la capacité de ruissellement du bassin. Ce coefficient est étroitement lié à des variations climatiques et traduit la relation entre les pluies et les écoulements (Mahé et Olivry, 1995). Il permet aussi d'analyser le rôle joué par le substratum géologique du bassin considéré.

➤ **Le déficit d'écoulement (DE)**

Le déficit d'écoulement représente la différence entre les précipitations (P) tombées sur le bassin-versant et le volume d'eau ($\int Qdt$) écoulée à l'exutoire :

$$DE = P - \int Qdt \quad (2.15)$$

C'est aussi la quantité d'eau de pluie ayant échappé à l'écoulement de surface. Cette valeur, caractéristique du milieu d'étude, varie assez peu dans le temps. Elle est théoriquement égale à l'évaporation à la surface du bassin-versant.

➤ **La comparaison des échantillons de deux sous-périodes différentes**

Il s'agit d'évaluer et de comparer les deux échantillons de la variation pluvio-hydrologique intervenue dans le bassin, avant et après la construction du barrage de Nangbéto d'une part et au cours de deux années différentes d'autre part.

Le déficit (De) en % calculé est :

$$De = \frac{\chi_2 - \chi_1}{\chi_1} \times 100 \quad (2.16)$$

Avec :

χ_1 , la moyenne d'une période avant le barrage ou la moyenne d'une année en un temps t1 ;

χ_2 , la moyenne d'une période après la construction du barrage ou la moyenne d'une année en un temps t2.

2.4.3.5. Le bilan climatique

Il traduit la succession d'excédents et de déficits en eau dans le complexe. Ainsi, le climat devient sec quand les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle, et qu'il n'y a pas de réserve d'eau disponible (Hufty, 1976, repris par Vissin, 2007). Le bilan climatique (Pu) exprime donc la différence entre la somme des abats pluviométriques (P) et celle de l'évapotranspiration potentielle (ETP) : $Pu = P - ETP$, quand il est supérieur à 0. Il correspond à la partie de l'averse ayant pu raisonnablement donner lieu au ruissellement.

Ainsi :

- le bilan climatique est excédentaire si $P > ETP$;
- le bilan est déficitaire, si $P < ETP$;
- le bilan est équilibré quand $P = ETP$.

Lorsqu'il est positif, le surplus disponible participe à la recharge en eau du sol et à l'écoulement (Sutcliffe et Piper, 1985 ; Vissin, 2007). Il a été calculé à partir des valeurs moyennes de P et ETP de l'ensemble du bassin-versant entre 1965 et 2000.

2.4.3.6. L'estimation de l'évaporation réelle (ETR)

La méthode retenue, qui est essentiellement développée par le Service de la Météorologie Nationale (SMN) du Bénin. L'ETR s'obtient par la formule :

$$ETR = \alpha \cdot ETP \quad (2.17)$$

L'ETR correspond à la perte en eau d'un sol quand l'eau vient à manquer : l'ETR est fonction de l'ETP et de la quantité d'eau présente dans le sol. Mais, en surface d'eau libre, elle est proche de l'ETP et dépend notamment des propriétés physiques et géométriques de cette surface, c'est-à-dire l'étendue et la profondeur.

Le coefficient α qui traduit la disponibilité en eau dans les premiers horizons du sol est très souvent inférieur à 1. Il faut, pour l'exprimer de façon rigoureuse, connaître à la fois le stock d'eau présent dans le sol et les résistances opposées par le système sol/végétation à l'évaporation.

Nous pouvons donc adopter l'hypothèse de Sutcliffe et Piper (1986), à savoir :

$$\begin{aligned} - \text{si } P_i > ETP_i & \quad \alpha = 1 & \quad \text{où } P_i = \text{pluie mensuelle en mm} \\ - \text{si } P_i < ETP_i & \quad \alpha = \frac{P_i}{ETP_i} & \quad ETP_i = \text{évapotranspiration potentielle} \end{aligned}$$

mensuelle en mm.

La méthode utilisée est très approximative lorsqu'elle s'applique à l'échelle mensuelle. Toutefois, à l'échelle annuelle, il y a compensation entre les erreurs de début et de fin de saisons des pluies, qui résultent respectivement d'une surestimation (quand se reconstituent les réserves en eau du sol que la végétation reprend) et d'une sous-estimation (à cause du prélèvement opéré dans les réserves d'eau dans le sol) de l'ETR.

L'essentiel des paramètres étant défini, le calcul du bilan hydrologique devient l'étape suivante pour la compréhension du fonctionnement hydro-pluviométrique du bassin.

2.4.3.7. Le bilan hydrologique

La pluie efficace ($Pe = P - ETR$) est la fraction des précipitations génératrices d'écoulement, immédiat ou différé, superficiel ou souterrain. Comme les précipitations totales, elle s'exprime en hauteur d'eau (mm) rapportée à une unité de temps dans l'espace du bassin-versant.

Le concept de « précipitation efficace » est appliqué surtout en modélisation des relations précipitations/écoulements, avec le sens d'un potentiel, d'une « fonction de production » calculée (Glossaire International d'Hydrologie, 1992). C'est la part des précipitations non

reprise par l'évaporation pendant la durée de référence de calcul du bilan. Ce concept fait référence à un écoulement réel dans un système qui ne reçoit pas d'apport autre que les précipitations et dans une période assez longue pour que le solde des variations de stock soit nul ou négligeable. Il est complémentaire du « déficit d'écoulement » (Castany, 1982 ; Glossaire International d'Hydrologie, 1992).

L'équation du bilan hydrologique utilisée pour cette étude est celle de Le Barbé *et al.*, (1993). Elle s'écrit :

$$P = E + L + I + (S_1 - S_0) \quad (2.18)$$

avec P = pluie en mm ; $E=ETR$ = évaporation en mm ; L = écoulement en mm ; I = infiltration en mm ; $S_1 - S_0$ = variation du stock d'eau présent dans le bassin en mm pendant une période donnée.

Des cinq termes de cette équation, deux (I et $S_1 - S_0$) ne sont pas quantifiables par des mesures directes. Pour diminuer le nombre d'inconnues, nous avons choisi la période de façon à ce que la variation ($S_1 - S_0$) puisse être supposée négligeable. L'infiltration (I) varie selon le sol et la quantité de pluie tombée. Il est donc nécessaire d'estimer ce paramètre.

L'estimation de l'importance du processus d'infiltration permet de déterminer quelle fraction de la pluie va participer à l'écoulement de surface, et quelle fraction va alimenter les écoulements souterrains et participer à la recharge des nappes souterraines. Mais l'infiltration varie considérablement en fonction de l'humidité préalable du sol, de sa texture et surtout de la stabilité de sa surface.

La méthode d'estimation utilisée représente le solde du bilan hydrologique, mais avec une certaine imprécision des autres termes du bilan et, par conséquent, une imprécision de l'infiltration estimée. Du fait de ces incertitudes, l'infiltration n'est pas assimilée directement à la recharge de la nappe. Cette dernière est le flux de percolation d'eau qui parvient à la nappe et qui représente ainsi un apport additionnel à sa réserve (Simmers, 1988 ; Nazoumou, 2002). Ainsi, l'analyse du paramètre infiltration peut permettre de suivre l'évolution de la recharge de la nappe dans le bassin-versant du complexe. Elle s'écrit :

$$I = P - (E + L) \quad (2.19)$$

avec I : infiltration en mm ; P : pluie en mm ; L : écoulement en mm ; E : évaporation en mm.

2.4.3.8. L'étude du tarissement par la loi de Maillet

L'observation de l'évolution d'une décrue à partir d'un certain stade de l'hydrogramme annuel, montre la décroissance régulière des débits naturels (ou phase de tarissement). C'est la période pendant laquelle la vidange des nappes souterraines constitue la seule contribution à l'écoulement des cours d'eau d'un bassin. Cette vidange est décrite par la loi de Maillet :

$$Q_i = Q_o e^{-\alpha (t_i - t_o)} \quad (2.20)$$

avec Q_i et Q_o , débits aux instants t_i et t_o exprimés en jours, et α , coefficient de tarissement dépendant des caractéristiques physiques et géométriques de l'aquifère, dont la valeur est l'inverse du temps :

$$\alpha = \frac{1}{T} \quad (2.21)$$

L'estimation de α dans notre bassin d'étude peut se faire en analysant le faisceau des hydrogrammes observés aux différentes stations hydrométriques (Athiéme et Lanta) durant la période des basses eaux, hydrogrammes reportés sur un graphique.

Dans le cas le plus complexe, celui où il y a recharge des nappes, on n'observe pas une courbe continue de tarissement, même virtuelle, mais des tronçons assez courts. La détermination de Q_o , consiste à repérer une phase du débit que nous appellerons *charnière* qui puisse servir de départ au tarissement. Ce point se trouve sur la courbe de récession et il ne doit pas être éloigné de la période des hautes eaux de façon que l'on puisse, par corrélation serrée, confronter le débit aux pluies de la période correspondante.

Cette méthode, déjà utilisée par plusieurs auteurs dont Le Barbé *et al.* (1993) et El-Ouafi (1993), a permis de déterminer sur le bassin-versant du Mono-Couffo l'évolution temporelle des coefficients de tarissement et d'apprécier le mode d'écoulement et la durée de tarissement des cours d'eau.

L'étude de la variabilité pluvio-hydrologique observée étant réalisée, il est souhaitable de tenter la modélisation de l'écoulement à partir d'un modèle hydrologique.

2.4.3.9. La simulation à partir du modèle pluie-débit GR2M

L'utilisation du modèle hydrologique conceptuel dans le cas de notre étude est avant tout d'estimer le débit (indispensable pour la gestion des systèmes aquatiques) en fonction des

pluies tombées. Ce modèle conceptuel, dont les paramètres n'ont pas de signification physique, permet de modéliser les différentes étapes du parcours terrestre de l'eau pour faire le lien entre la pluie tombée et le débit de la rivière (Edwards, 2004). Il est calé, puis ce calage est validé à partir de séries temporelles de pluies et de débits. Il va permettre d'apprécier le fonctionnement hydrologique avant et après la construction du barrage de Nangbéto. Il peut permettre aussi de prévoir le comportement d'un cours d'eau vis-à-vis des variations climatiques (aux situations extrêmes près).

➤ Présentation générale du modèle

Dans notre étude, nous avons retenu le modèle conceptuel ou empirique GR2M (Perrin, 2000), élaboré par le CEMAGREF et adapté à la résolution temporelle (mensuelle) des données disponibles. Ce modèle GR2M a déjà été utilisé dans la sous région par Ouédraogo (2001), Lelay (2002), Ardoin-Bardin (2004) et Vissin (2007).

Il a permis de simuler les débits (Mono et Couffo) au pas de temps mensuel à partir des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle.

La version du modèle utilisée ici est celle présentée par Mouelhi (2003) (figure 2.7). Le modèle est constitué :

- d'un réservoir « sol » qui régit la fonction de production et qui est caractérisé par sa capacité maximale X_1 , correspondant à la capacité de rétention en eau du sol. Il gère le bilan du bassin-versant par un facteur multiplicatif des débits de chaque mois (Lavabre *et al.*, 1999).
- d'un réservoir « eau » gravitaire qui régit la fonction de transfert (ou routage), caractérisée par un coefficient d'échange souterrain X_2 . Il règle en fait la partie de l'écoulement qui se déverse directement, sans passer par le réservoir 2 (Lavabre *et al.*, 1999).

L'utilisation de ce modèle GR2M dans un bassin donné nécessite les informations suivantes pour les calculs : la superficie du bassin en kilomètres carrés, les chroniques mensuelles de pluie (P) sur le bassin (moyenne spatiale en millimètres), les chroniques mensuelles d'évapotranspiration potentielle (E en millimètres) et les valeurs initiales des taux de remplissage du réservoir de production (X_1). La principale donnée de sortie du modèle est l'écoulement à l'exutoire (Q).

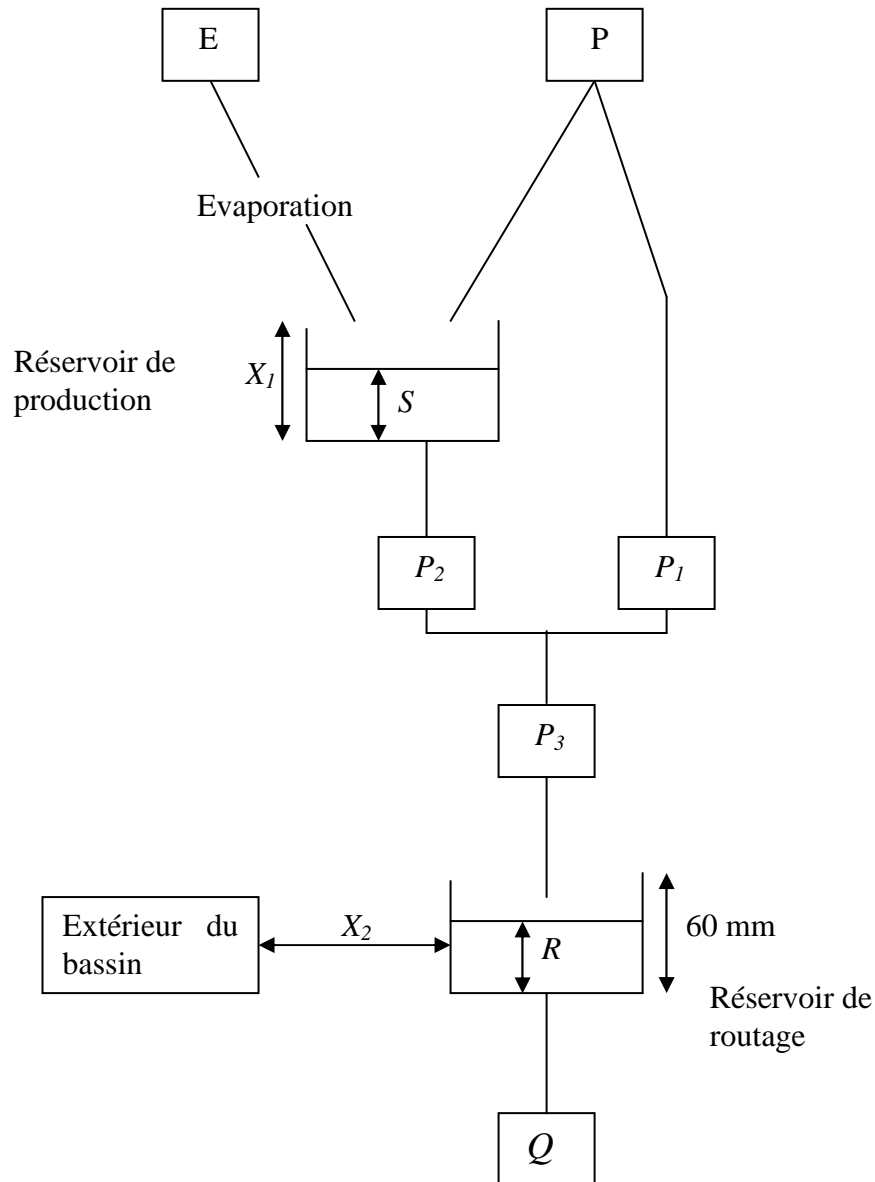


Figure 2.7 : Fonctionnement du modèle GR2M (Source : Mouelhi, 2003)

Pour la pluie P , le niveau S dans le réservoir de production devient S_1 , défini par :

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad \text{où} \quad \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \quad (2.22)$$

Le paramètre X_1 , capacité du réservoir est positif et exprimé en millimètres. La pluie P_1 en excès est donnée par :

$$P_1 = P + S - S_1 \quad (2.23)$$

Du fait de l'évapotranspiration, le niveau S_1 devient S_2 :

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi\left(1-\frac{S_1}{X_1}\right)} \quad \text{où} \quad \psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad (2.24)$$

E étant l'évapotranspiration potentielle, le réservoir sol se vidange ensuite en une percolation.

P_2 et son niveau S , prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par les formules :

$$S = \frac{S_2}{\left[1 + \left(\frac{S_2}{X_1}\right)^{2.5}\right]^{0.4}} \quad \text{et} \quad P_2 = S_2 - S \quad (2.25)$$

La pluie totale P_3 qui atteint le réservoir de routage est donnée par : $P_3 = P_1 + P_2$

Le niveau R dans le réservoir de routage devient alors R_1 : $R_1 = R + P_1$

Un terme d'échange en eau est alors calculé par : $F = (X_2 - 1).R_1$

Le paramètre X_2 est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient : $R_2 = X_2.R_1$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique. Le débit est donné par :

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad (2.26)$$

et le niveau du réservoir est enfin mis à jour par : $R = R_2 - Q$

➤ Critère d'optimisation et critère de qualité de l'ajustement du modèle

La fonction critère que nous avons retenue pour l'optimisation des paramètres X_1 et X_2 du modèle est un critère numérique de calage. Cette fonction doit tendre vers une valeur donnée (maximum ou constante donnée) lorsque les valeurs calculées tendent vers les valeurs observées. La fonction critère que nous avons utilisée est une des transformations de celle proposée par Nash et Sutcliffe (1970) et désignée sous l'appellation « Nash », qui se définit par :

$$Nash(\sqrt{Q}) = 100 \left[1 - \frac{\sum_i \left(\sqrt{Q_{obs}^i} - \sqrt{Q_{cal}^i} \right)^2}{\sum_i \left(\sqrt{Q_{obs}^i} - \sqrt{Q_{moy}^i} \right)^2} \right] \text{ en \%} \quad (2.27)$$

avec Q_{obs}^i : débit mensuel observé ; Q_{cal}^i : débit mensuel calculé ; Q_{moy}^i : débit moyen mensuel observé ; i : mois considérés.

Cette fonction répond à un objectif d'optimisation de la simulation des débits moyens. À cet effet, il s'agit d'examiner les valeurs de « Nash » en calage et en validation suivant les périodes avant et après le barrage. Ainsi, les moyennes des Nash en calage et en validation seront opérées de la façon suivante :

- calage et validation sur toute la grande période 1965-2000 ;
- calage et validation sur la sous-période 1965-1987 ;
- calage et validation sur la sous-période 1988-2000 ;
- calage sur la période avant construction du barrage et validation sur la période après construction ;
- calage sur la période après construction du barrage et validation sur la période avant construction.

➤ **Utilité du modèle**

Classiquement, la modélisation pluie/débit utilise deux fonctions principales. La fonction de production (X_1) qui équilibre au mieux le bilan en volume du bassin-versant. Elle traduit la plus ou moins bonne aptitude du bassin-versant à produire des écoulements. La distribution des débits dans le temps (ici au pas de temps mensuel) est assurée par la fonction de transfert (X_2). Cette fonction rend compte du décalage dans le temps entre la pluie et les écoulements (Cemagref et Diren, 1996 ; Lavabre *et al.*, 1999). Elle permet aussi d'estimer le temps moyen nécessaire à une quantité de pluie tombée sur un bassin pour atteindre l'exutoire.

Le modèle permet d'analyser le fonctionnement hydrologique, de renseigner sur l'évolution du taux de remplissage du réservoir de production et routage du bassin-versant afin d'en déduire l'influence de la dynamique des états de surface. Il a été enfin utilisé pour la constitution d'une base de données des débits moyens dans le contexte de la gestion intégrée des ressources en eau. Il permet aussi de simuler les écoulements en fonction de différentes hypothèses climatiques.

2.4.4. L'étude de l'occupation des terres

L'exploitation des cartes de base, des photographies aériennes (1956) et images satellitales (1985 et 2000) couvrant le secteur d'étude a permis d'établir l'évolution de l'occupation du sol.

Les photographies aériennes et les images satellitales ont servi à construire une mosaïque du domaine d'étude à l'aide du logiciel ArcGIS. Mais pour tout cela, une combinaison des différentes bandes de photographies aériennes a dû être réalisée. Les différentes images obtenues après mosaïque ont été confrontées à la réalité du terrain pour vérifier les emplacements des unités géomorphologiques et biogéographiques. Elles ont aussi servi, après interprétation, à produire les cartes d'occupation du sol des années 1956, 1985 et 2000 à partir du logiciel Arc View pour l'évaluation des superficies des unités paysagères.

2.4.4.1. Le traitement et l'interprétation des images satellitales

Le traitement d'image est l'ensemble des processus d'application qui permettent de transformer l'image pour en extraire des informations. Il comporte trois étapes essentielles : la préparation de l'image, son interprétation et l'organisation des résultats de l'interprétation.

➤ La préparation de l'image

La préparation de l'image est l'ensemble des opérations qui permettent de rendre l'image interprétable. Elle part de la combinaison des bandes jusqu'au découpage du secteur d'étude.

- *La combinaison des bandes*

À l'achat, l'image (données brutes) Landsat ETM est une composition de huit bandes indépendantes en format « tiff » ou « géotiff ». Pour obtenir une image utilisable, il faut combiner les bandes et créer une image en format « img ». Ainsi, six bandes sur les huit ont été combinées pour une image en couleur. La 6^e et la 8^e bande ne sont pas prises en compte dans cette combinaison car la bande 6 est une image panchromatique (noir et blanc) et la bande 8 est une image radar.

- *La composition colorée*

La composition colorée est la combinaison de trois bandes spectrales et leur affectation respective à une des trois couleurs fondamentales ou primaires disponibles: le bleu, le vert et le rouge. Cette forme donne une image plus interprétable et lisible par rapport à la thématique

choisie. Il est possible de réaliser plusieurs types de compositions colorées avec les différents canaux d'une image Landsat, mais seules quelques-unes sont pertinentes.

En foresterie, on utilise très souvent la composition colorée 453. Il faut garder à l'esprit que l'œil humain est beaucoup plus sensible aux nuances de rouge que de vert, ce qui explique l'utilisation de la composition 453 ou 432 pour étudier la végétation (forte réflectance de la végétation dans le canal 4 du proche infrarouge). Pour la cartographie du complexe Mono-Ahémé-Couffo, c'est la combinaison 432 qui a été utilisée pour toutes les images.

➤ **L'interprétation des images**

Après réalisation de la combinaison des bandes et de la composition colorée, il faut interpréter l'image suivant une clé (tableau 2.III) qui tient compte de la forme et des tonalités des différentes unités paysagiques. Avant cette interprétation, il faut extraire la portion d'image qui correspond au secteur étudié. Pour cela, il faut projeter les limites de la zone sur l'image et exécuter la commande **subset** sur le logiciel Arc View. L'interprétation, c'est l'identification des différentes informations contenues dans l'image. Il y a deux types d'interprétation : l'interprétation analogique et la classification.

Tableau 2.III : Clé d'interprétation des images satellites

Code	Forme	Tonalité	Identification
1	Irrégulière	Rouge vif	Forêt claire
2	Sinueuse	Rouge vif	Galerie forestière
3	Irrégulière	Rouge modéré	Savane boisée
4	Irrégulière	Rouge pâle	Savane arborée
5	Irrégulière	Vert parcouru de fines traces rouges	Savane arbustive
6	Effilée	Bleu	Cours d'eau

Source : CENATEL, 2007

Dans le cadre de notre étude, c'est la classification qui a été utilisée du fait qu'elle permet de mieux définir les classes. La classification est le procédé qui consiste à regrouper les pixels d'une image en un nombre fini de classes. Si le pixel satisfait à une série de critères, il est affecté à la classe qui correspond à ces critères. Il existe deux approches de la classification : la classification non supervisée et la classification supervisée. C'est cette dernière qui est utilisée pour ce travail, du fait qu'elle permet la précision dans les interprétations des spatio-cartes en terme d'états de surface.

➤ **L'organisation des résultats d'interprétation**

Dans la classification supervisée, on sélectionne des groupes de pixels qui représentent des formes (patterns) qui sont caractéristiques d'un type donné d'occupation du sol. En

sélectionnant des formes sur l'image, on amène l'ordinateur à identifier des pixels ayant ces caractéristiques.

La classification supervisée consiste donc à choisir des aires d'entraînement qui sont des regroupements homogènes de pixels caractéristiques d'une occupation donnée du sol et à commander au logiciel de classifier toute l'image conformément à ces aires d'entraînement. Les expérimentations et la connaissance du terrain guident dans le choix des aires d'entraînement dans toutes les classes de formations végétales.

Cette classification donne un fichier IMAGINE (.img) composé d'une seule couche. On parle alors d'une image thématique. Une table d'attributs est associée à cette image thématique. Cette table reprend, pour toutes les classes, les pixels de l'image originale qui ont été regroupés dans la classe correspondante. Il est également possible d'ajouter une colonne pour spécifier un nom ou un type d'occupation à chacune des classes. Des opérations de lissage permettent de rendre homogènes les différentes classes ainsi définies.

Après toutes ces opérations, il faut passer du fichier Raster au fichier Vecteur. C'est une conversion qui aboutit à la segmentation de l'image. Les unités s'individualisent et chacune d'elle peut être modifiée sans affecter les autres. C'est après cette étape que le fichier est exporté en « shapefile » pour être utilisable dans le logiciel Arc View. Le fichier ainsi obtenu est alors édité pour la cartographie.

2.4.4.2. *L'utilisation des photographies aériennes*

Elles ont servi à l'élaboration du fond de carte et à la définition de la clé d'interprétation.

➤ **Le fond de carte**

Il est élaboré en utilisant conjointement les photographies aériennes et les cartes topographiques. Il comporte les limites du secteur, les cours d'eau et quelques infrastructures repères, avec les coordonnées pour faciliter l'interprétation des images.

➤ **La clé d'interprétation**

Elle répond à des critères d'identification qui sont la forme, la taille, la localisation, la couleur, les grains, la densité, la structure, etc. (tableau 2.IV) et elle repose sur la base des caractéristiques du milieu représenté sur les images. La connaissance du terrain est capitale dans ce travail qui a permis d'identifier des classes représentant les différentes formations végétales qui forment le couvert de la zone photographiée. Les 15 classes que fournit le

CENATEL ne sont pas toutes présentées sur la zone d'étude. Seules dix classes apparaissent (tableau 2.IV).

Tableau 2.IV : Clé d'interprétation des photographies aériennes

Code	Forme	Ton de Gris	Texture	Structure	Identification
1	Irrégulière	Moyennement gris	Peu granulé et peu lisse	Granulée et lisse	Savane arborée
2	Irrégulière	Gris assez sombre	Très peu lisse et assez granulée	Granulée et lisse	Savane boisée ou forêt claire
3	Régulière	Assez claire	Lisse à peu lisse	Homogène	Jachère ou champ nu
4	Irrégulière	Gris clair	Très peu granulée	Homogène	Savane arbustive
5	Régulière	Gris sombre	Granulée et alignée en ordre	Très homogène	Plantation
6	Irrégulière	Très claire	Granulée et groupée	Assez homogène	Agglomération
7	Sinueuse	Gris sombre	Floconnée	Assez homogène	Galerie forestière
8	Sinueuse	Très claire	Lisse	Homogène	Voie : route ou piste
9	Sinueuse	Gris sombre	Lisse	Homogène	Cours d'eau
10	Irrégulière	Très claire	Lisse	Homogène	Sol nu ou affleurement

Source : CENATEL, 2007

➤ L'interprétation proprement dite

Elle est faite à l'aide du stéréoscope à miroir. Le couple stéréoscopique est constitué de deux photos successives. La photo à interpréter est placée sous le papier transparent et calée sur un ou des repères du fond de carte. Le stéréoscope grossit les éléments et favorise une vision tridimensionnelle. Le pourtour des éléments homogènes est tracé à l'aide du stabiligraphe. Grâce aux critères définis dans la clé d'interprétation, chacun de ces éléments est immatriculé. Dans le tableau 2.V, sont dressés les codes affectés à chaque classe d'interprétation.

La minute ainsi confectionnée est scannée et géoréférencée. Le résultat obtenu est une version numérique de la minute au format Raster. Il faut passer à la numérisation à l'écran pour obtenir le format Vecteur des différentes couches.

La carte ainsi obtenue est interprétée et comparée aux résultats de terrain, pour correction des erreurs éventuelles. De plus, les images satellitales sont traitées sur la base des codes retenus pour le traitement des photographies aériennes.

2.4.4.3. Les méthodes d'évaluation spatiale de l'état des unités paysagiques

Dans un premier temps, nous avons réalisé les cartes d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000, procédé ensuite à une synthèse diachronique de 1956-1985 et 1985-2000 pour montrer l'évolution des unités paysagiques en termes de superficie comme l'avaient fait Boko *et al.* (1997) ; Louis *et al.* (2005) ; Vissin (2007). Enfin, l'évolution des unités spatiales a été évaluée en termes de progression, de régression ou de stabilité de chaque unité d'occupation

du sol/d'unité paysagère. Ainsi, on lit l'évolution de la végétation naturelle et anthropique dans le bassin, ce qui permet de déduire le rôle de cette dernière, en particulier dans les processus de ruissellement et d'érosion.

Tableau 2.V : Différentes classes retenues pour l'interprétation des unités paysagiques du bassin Mono-Ahémé-Couffo.

Types de formation végétale	Code	Description
Galeries forestières ou cordons ripicoles	GF	Ce sont des formations forestières denses, fermées ou non, le long des cours d'eau. La hauteur des arbres est généralement moins importante comparativement à la forêt claire.
Forêts denses sèches	FD	Elles sont caractérisées par un peuplement dense constitué de grands arbres. Le recouvrement est supérieur à 80 %.
Forêts claires	FC	Elles sont caractérisées par un peuplement multi strate à feuilles caduques, les arbres sont de taille moyenne. Leurs cimes sont jointives à 60-80 %, l'ensemble du couvert demeurant clair.
Forêts marécageuses	FM	Forêt dans un milieu d'humidité permanente.
Savanes boisées	SB	Ce sont des formations d'arbres et d'arbustes avec un recouvrement de 25-50 %.
Savanes arborées	SA	Ce sont des formations d'arbres et d'arbustes avec un tapis herbacé. Le recouvrement par les arbres et arbustes est compris entre 5 et 25 %.
Savanes arbustives	ST	Ce sont des formations d'arbustes avec un tapis herbacé. Le recouvrement par les arbustes varie entre 5 et 25 %.
Savanes inondables	SI	Ce sont des formations de savanes en milieu temporairement inondé
Savanes herbeuses	SH	Ce sont des formations herbeuses comportant un tapis de hautes graminées mesurant au moins 80 cm.
Plantations	PI	Formations végétales principalement composées d'essences exotiques.
Cultures et/ou jachères	CJ	Champs de cultures et/ou de jachères.
Agglomérations	Ag	Villes, villages, hameaux.
Plan d'eau	PE	Retenue d'eau naturelle ou artificielle, rivière.

Source : CENATEL, 2008

La dynamique évolutive des unités spatiales est ainsi caractérisée de la façon suivante :

- $\Delta 1$, c'est l'écart entre la superficie des différentes unités paysagiques de 1956 et 1985 ;
- $\Delta 2$, c'est l'écart entre la superficie des différentes unités paysagiques de 1985 et 2000 ;
- si $\Delta 1$ ou $\Delta 2 = 0$, la superficie de l'unité est donc stable dans le temps et dans l'espace ;
- si $\Delta 1$ ou $\Delta 2 > 0$, la superficie de l'unité concernée est en progression ;
- si $\Delta 1$ ou $\Delta 2 < 0$, la superficie de l'unité concernée est dite en régression.

Cette évolution est ensuite confrontée à la chronique pluviométrique du bassin, aux écoulements et déficits d'écoulement dans les deux sous-bassins-versants d'une part, aux indices d'agressivité climatique et de turbidité d'autre part. Il s'agit aussi de faire un regroupement des formations végétales (Viné, 1997a ; Gineste, 1998), selon différentes classes (tableau 2.VI). Cette approche conceptuelle permet d'apprécier l'effet de la taille des hydropaysages (Gineste, 1998), car on constate expérimentalement que la lame ruisselée

diminue systématiquement lorsque la superficie augmente (Marsily, 1995). À ce titre, il serait souhaitable que les hydrologues utilisent une modélisation plus sophistiquée.

Nous avons émis quelques hypothèses à propos de l'impact de la dynamique des états de surface sur le fonctionnement du modèle GR2M. En effet, nous adoptons les conclusions de Viné (1997a) pour lequel un bassin-versant brûlé ou dégradé enregistre une diminution temporaire du volume de remplissage du réservoir initial, un fort transfert et une augmentation de l'écoulement. Ainsi, nous nous attacherons à identifier le domaine couvert par chacune des unités et de voir leur évolution entre les trois années retenues afin d'en déduire leur impact dans le bassin.

Tableau 2.VI : Suivi en cinq grandes d'unités d'occupation du sol.

Unités d'occupation du sol			
<i>Formations de forêts</i>	<i>FF</i>	<i>Plans d'eau</i>	<i>PE</i>
Forêt galerie	GF	Plan d'eau	PE
Forêt dense	FD	<i>Champs</i>	<i>CH</i>
Forêt claire et savane boisée	FC	Culture et jachère à palmier	CP
Mangrove	Mg	Culture et jachère	CJ
<i>Formations de savanes</i>	<i>FS</i>	Plantations	PI
Savane arborée et arbustive	SA	<i>Habitations</i>	<i>AG</i>
Savane à emprise agricole	SE	Agglomérations	Ag
Fourré marécageux	FM		
Prairie	Pr		

Source : Amoussou, 2009

2.4.5. L'analyse hydro-sédimentaire

Il s'agit d'estimer l'indice d'agressivité pluviométrique, de quantifier les débits solides et d'évaluer la vitesse de comblement du système lagunaire afin de déterminer l'origine et le mode de répartition des sédiments dans le lit.

2.4.5.1. L'estimation de l'indice d'agressivité des pluies sur le bassin-versant

N'ayant pas accès aux données de la télédétection, ni aux images de petite résolution (5 m ou 10 m voire 20 m), ni aux indices climatiques (pluie en 20 mn, en 60 mn, indice d'humidité, etc.), nous nous sommes contenté de l'interprétation des cartes d'occupation du sol réalisées à partir des photographies aériennes (1956) et des images satellitales de deux missions (1985 et 2000) couvrant simultanément le Bénin et le Togo. La dynamique de l'érosion associée à l'évolution des états de surface devrait permettre d'analyser la dynamique hydro-sédimentaire du bassin.

La cartographie de l'érosion à l'échelle d'un petit bassin-versant peut se faire à l'aide d'observations directes sur le terrain. Dans le cadre de notre étude, avec une superficie importante et la succession de trois domaines climatiques, la cartographie relève de la modélisation.

Comme nous ne disposons que des données pluviométriques mensuelles, nous avons procédé à une estimation à partir des indices d'agressivité climatique de Fournier (1962) cité par Lamouroux (1969) et Gnongbo (1996), afin de déterminer la capacité érosive du climat. L'équation donne :

$$F = \frac{P^2}{P} \quad (2.28)$$

avec p , la pluviométrie mensuelle la plus élevée, et P , la moyenne pluviométrique annuelle.

Les données calculées aux stations ont été krigées sous le logiciel Sufer 8.1 pour cartographier l'agressivité érosive du bassin-versant.

2.4.5.2. La quantification des apports sédimentaires

Le calcul du débit solide en suspension est fonction du débit liquide observé (valeurs instantanées Q en m^3/s) et de la concentration de matières en suspension (Bouanani, 2004). La formule est :

$$TSS = C_{MES} \times Q \times 86400 \quad (2.29)$$

avec TSS = Total Suspended Sediment (kg/j) ; C_{MES} = concentration ou turbidité (g/l) et Q = débit liquide (m^3/s). Les chiffres représentent la conversion du temps. Les apports solides peuvent être quantifiés annuellement, mensuellement ou saisonnièrement.

Dans le cas où seules les données de charges solides en suspension (flux) sont disponibles, les chroniques de concentration C_{MES} (g/l) sont reconstituées selon la formule suivante :

$$C_{MES} = \frac{Flux (t / j)}{Débit (m^3 / s)} \times \frac{1000}{86400} \quad (2.30)$$

Le calcul du taux de dénudation (D), exprimé en $t.km^{-2}.an^{-1}$, s'écrit de la manière suivante :

$$D = \frac{C_{MES} \times Q}{S} \times 31536 \quad (2.31)$$

avec C_{MES} : concentration ou turbidité (g/l), Q = débit liquide (m^3/s) et S : la superficie (km^2) du bassin-versant.

Le calcul de la quantité totale de sels dissous *TDS* (Total Dissolved Salts) permet de connaître la quantité d'éléments majeurs en solution. Il est défini par la formule :

$$TDS = C_{sol} \times Q \times 86400 \quad (2.32)$$

avec *TDS* = Total Dissolved Salts (kg/j) ; C_{sol} = concentration des ions en solution (g/l) et *Q* = débit liquide (m³/s).

Ces variables permettent de quantifier, au moins approximativement à partir du débit liquide et des concentrations de matières en solution et en suspension, les charges solides et solubles transitant par le cours d'eau.

2.4.5.3. Les estimations du comblement du système lagunaire (lagune côtière - chenal Ahô - lac Ahémé)

Les études antérieures (Oyédé, 1983 et 1991 ; Salami et Tchawlassou, 1992 ; Roche International, 1999 ; Amoussou, 2003) sur le « lac » Ahémé ont montré une évolution sédimentologique et, par voie de conséquence, morphologiquement sensible, du fait des pratiques humaines (extractions de matériaux, construction de retenues, installation des akadja et xa : parcs piscicoles) et des phénomènes naturels (crues importantes et, *a fortiori*, crues extrêmes). Pour avoir une idée globale du comblement annuel de la partie aval des fleuves Mono et Couffo (système lagunaire : lagune côtière - chenal Ahô - lac Ahémé), la méthode utilisée est celle présentée par Rolf (1992) et utilisée par Salami et Tchawlassou (1992) et par Amoussou (2003). De leur méthode, nous déduisons empiriquement la hauteur moyenne de comblement (*hmc* en mm/an) du système lagunaire par les relations :

$$hmc = qm \times \frac{1}{P_{sv} \times Si} \quad (2.33)$$

$$qm = c \cdot [(d1 \cdot Sav) / Sam] / d2 \quad (2.34)$$

(Rolf, 1992, Salami et Tchawlassou, 1992, Amoussou, 2003 et modifié).

Avec :

qm = quantité de charges solides dans le système lagune côtière - chenal Ahô - lac Ahémé (t/an),

c = charge solide mesurée du Mono à Nangbéto avant la construction du barrage (t/an),

d1 = moyenne des débits moyens journaliers du Couffo à Lanta de 1961 à 2000 (m³/s),

d2 = moyenne des débits moyens journaliers du Mono à Athiéme 1961 à 2000 (m³/s),

Sav = superficie en aval du bassin (bassin-versant du Couffo à Towonou et du Mono à Kouéta) (km²),

S_{am} = superficie en amont du bassin (bassin-versant du Mono à Athiéme et du Couffo à Lanta) (km²),

P_{sv} = poids spécifique de la vase en un temps t (t/m³),

S_i = superficie moyenne du système lagune côtière - chenal Ahô - lac Ahémé (km²).

Des deux relations (2.33) et (2.34), nous pouvons noter :

$$hmc = (c.[(d1.Sav) / Sam] / d2) \times \frac{1}{P_{sv} \times S_i} \quad (2.35)$$

2.4.5.4. La bathymétrie

La quantification de l'évolution des profondeurs dans quelques secteurs du système, d'une rive à l'autre, a permis de calculer la superficie de la section. On peut ainsi comparer la superficie normalisée (S) d'une section de fond en un temps t_i avec celle en un temps t_{i+1} .

S se présente sur la forme suivante :

$$S = S_{i+1} - S_i \quad (2.36)$$

$S = S_{i+1} - S_i < 0$, il y a érosion dans ce secteur,

$S = S_{i+1} - S_i > 0$, comblement ou soulèvement du fond du lit,

$S = S_{i+1} - S_i = 0$, stabilité du fond, ni dépôt, ni enlèvement.

On peut être ainsi renseigné sur l'évolution du fond, confirmer ou infirmer le comblement du lit des cours et plans d'eau.

2.4.5.5. Les paramètres granulométriques

La granulométrie est donnée par la mesure de la taille des grains d'une formation géologique. Elle permet de connaître la fréquence statistique des différentes tailles des grains constituant cette formation (Verger, 1963). Les méthodes d'analyses granulométriques varient en fonction de la taille moyenne et des tailles extrêmes du matériel à analyser. Ainsi, pour caractériser la distribution et l'origine des sédiments dans le lit des cours et plans d'eau, le calcul de certains paramètres est nécessaire.

➤ **Médiane (Md) et quartiles** : sur la courbe granulométrique, la médiane représente la valeur lue en abscisse dont l'ordonnée est 50 %. La médiane donne une indication des conditions moyennes habituelles des facteurs hydrodynamiques (Houndéno, 1988). La

courbe permet également la détermination du premier quartile q_1 (25 %) et le troisième quartile q_3 (75 %).

➤ **Le Mode** : il se lit sur l'histogramme et constitue la classe où se trouve le plus grand pourcentage de grains.

➤ **Le 1^{er} décile (d10)** : c'est la dimension telle que 10 % des éléments sont plus petits (Marc et Emblanch, 2005). Il est le paramètre qui conditionne le plus les propriétés de perméabilité du milieu.

Les paramètres précédents ont permis de calculer les indices nécessaires pour déterminer l'origine des sédiments. Ces indices renseignent sur la taille du sédiment et sur l'agent de transport (Ben Amor *et al.*, 2003 ; Marc et Emblanch, 2005).

➤ **Sorting Index (SO)** : la formule est notée :

$$SO = \sqrt{\frac{q_3}{q_1}} \quad (2.38)$$

avec q_1 , le premier quartile et q_3 le troisième quartile.

- si $SO = 1$ ou proche de 1 : sédiment homogène (grains très triés) : cette situation correspond à une pente forte de la courbe granulométrique (Ben Amor *et al.*, 2003 ; Marc et Emblanch, 2005) ;

- si $SO < 1$ ou > 1 : sédiment mal trié : cette situation correspond à une pente faible de la courbe granulométrique (Ben Amor *et al.*, 2003 ; Marc et Emblanch, 2005).

➤ **Le Coefficient d'asymétrie (Asc)** : il est donné par la formule :

$$Asc = \frac{(q_3 + q_1) - 2 \times Md}{2} \quad (2.39)$$

avec q_3 , q_1 et Md exprimés en μm ;

- si $Asc = 0$ ou proche de 0, classement symétrique des grains autour de la médiane,

- si $Asc > 0$, encombrement de la partie grossière,

-si $Asc < 0$, encombrement de la partie fine.

➤ **Le Coefficient de Kurtosis (CK)**

Encore appelé coefficient d'aplatissement, il permet de mesurer le degré d'écrasement de la distribution des sédiments. Il se définit comme le rapport entre le moment d'ordre 4 et le carré de la variance et est calculé en pratique comme :

$$CK = \frac{\sum \left(\frac{x - \bar{x}}{\sigma} \right)^4}{n} - 3 \quad (2.40)$$

avec n , le nombre de points utilisés.

Lorsque CK est positif, la distribution granulométrique est « pointue », avec une distribution « leptokurtique » et, lorsqu'il est négatif, la distribution est relativement « écrasée » ou « aplatie », soit une distribution « platikurtique ». Mais, pour une loi normale, l'excès de Kurtosis (kurtosis-3) est égal à zéro, soit une distribution granulométrique « mésokurtique ».

Conclusion partielle

Dans ce chapitre, l'accent a été mis sur la description des données collectées, sur les dispositifs expérimentaux et sur les méthodes d'analyses statistiques des études pluvio-hydrologiques, sédimentaires et des états de surface.

Le choix de la période retenue pour l'analyse hydroclimatique (1961-2000) est guidé par le souci de pouvoir confronter les données pluviométriques à celles de l'hydrométrie sur le bassin du complexe. Les précipitations sont décrites à partir d'un réseau de trente-quatre stations alors que les débits utilisés sont issus de deux stations hydrométriques (Athiémé et Lanta). Une méthode d'interpolation des données pluviométriques utilisant la position géographique des stations a été élaborée. Par validation croisée, on a montré que cette interpolation est fiable. Les données issues de l'interpolation et de l'ETP calculée à la station de Bohicon pourront servir à établir les termes des bilans climatique et hydrologique et à la simulation pluie/écoulement à partir du modèle GR2M.

Les données d'occupation du sol permettent d'étudier la dynamique hydro-sédimentaire du bassin. Les données sédimentologiques issues de plusieurs sources couvrent une très courte période et sont très insuffisantes. Toutefois, les quelques campagnes de mesures effectuées hors de la période retenue ont permis de compléter les données existantes pour mettre en évidence la dynamique sédimentaire du bassin par les débits solides.

Les méthodes de traitement reposent sur les approches statistiques (permettant notamment l'interpolation de champs de pluie, les calculs de bilans climatique et hydrologique, la quantification des sédiments et l'estimation de la vitesse de comblement du lit du système lagunaire), des analyses comparatives (analyse diachronique de l'occupation du sol et de l'évaluation spatiale des unités paysagères), complétées par les simulations de débits à partir du modèle GR2M.

CHAPITRE 3
VARIABILITÉ PLUVIO-HYDROLOGIQUE DANS LE BASSIN-
VERSANT DU COMPLEXE MONO-AHÉMÉ-COUFFO

Introduction

L'eau douce est une ressource en péril à l'échelle de la planète, de l'Afrique et de notre domaine d'étude en particulier. Il convient donc de caractériser les facteurs dynamisant cette ressource, dont une grande part dans le complexe ruisselle sur le socle cristallin, dans un contexte de forçage climatique depuis les années 1970. Mais, s'ajoute ici les modifications apportées par la retenue de Nangbéto à partir des lâchers d'eau.

Pour réaliser l'inventaire des ressources en eau de surface à l'intérieur du bassin-versant, vitales pour les sociétés humaines, une bonne connaissance du fonctionnement hydroclimatique du complexe Mono-Ahémé-Couffo s'avère nécessaire. En particulier, il importe de comprendre comment la variabilité pluviométrique, notamment celle des quarante dernières années, module l'écoulement fluvial et dans quelle mesure la relation entre pluie et écoulement a évolué au cours des dernières décennies, ce qui pourrait être révélateur des activités humaines, qu'elles s'expriment par les aménagements hydrauliques ou par la transformation des unités paysagères.

Pour y parvenir, nous nous sommes fixés trois objectifs principaux. Il s'agit :

- d'étudier la répartition et la variabilité des précipitations de 1961 à 2000 aux pas de temps mensuel et annuel, et l'évolution du bilan climatique, tout en intégrant la variabilité de l'évapotranspiration potentielle ;
- d'analyser la variabilité des écoulements de surface dans le bassin en évaluant les effets du barrage de Nangbéto sur l'écoulement et l'impact des récessions pluviométriques sur les différents termes du bilan hydrologique ;
- de présenter enfin les résultats de la modélisation pluie-débit au pas de temps mensuel dans chacun des sous-bassins.

3.1. Répartition spatiale et variabilité temporelle des précipitations du bassin

Il s'agit d'abord de décrire et comprendre l'influence de la position géographique et de l'altitude, sur la répartition spatiale des précipitations dans le bassin ; on analyse aussi l'évolution depuis les années 1960 des précipitations et du bilan climatique, indicateur important de la disponibilité en eau du bassin et de la dynamique des unités paysagères.

3.1.1. La répartition des précipitations moyennes

3.1.1.1. La relation partielle entre les précipitations, la position géographique et l'altitude

Dans un premier temps, on cherche à vérifier l'existence de liens entre la répartition pluviométrique, les coordonnées géographiques et le relief du bassin-versant, afin de déterminer ensuite les champs moyens de pluie dans l'ensemble du bassin par l'utilisation des données MNT de SRTM 30 (méthodologie présentée dans le chapitre 2).

La figure 3.1 traduit l'influence des coordonnées géographiques et de l'altitude sur la répartition (34 stations décrites en section 2.2.1 du chapitre 2) des précipitations mensuelles.

Les boîtes à moustache (figure 3.1) montrent, pour chaque mois, la corrélation spatiale entre la pluie des stations et un descripteur géographique, indépendamment des deux autres. Pour chaque année de la période 1961-2000, et pour chaque mois, nous avons corrélé trente-quatre valeurs de précipitations avec trente-quatre valeurs de chaque descripteur. On obtient donc pour chaque mois quarante corrélations. Chaque boîte à moustache représente la distribution de ces quarante corrélations dont les deux extrêmes et la médiane.

La corrélation longitude et pluie apparaît en général négative pour tous les mois, mais proche de zéro. Cela montre que la longitude intervient faiblement dans la répartition des précipitations. Les valeurs négatives indiquent une très légère diminution d'ouest en est des précipitations, ce qui pourrait traduire indirectement le rôle du relief, l'axe des Monts Togo/Atacora, qui bénéficient de précipitations un peu plus abondantes, étant situé à l'ouest du bassin-versant.

La corrélation latitude/pluie est positive dans 30 % des cas. Une forte corrélation positive s'observe durant les mois d'été, de juillet à septembre. À ce moment, les pluies sont plus abondantes au nord qu'au sud pendant la saison pluvieuse du domaine à régime tropical au nord du bassin. La relation est significative à 99 % en août (maximum) et 95 % durant les autres mois. D'octobre à juin, la corrélation avec la latitude devient négative, indiquant l'occurrence des pluies au sud.

La relation entre altitude et pluie, est modérée et généralement non significative au seuil de 5 % d'erreur, avec des pluies d'été plus fortes au Nord, liées à la position de la ZCIT/FIT et aux effets orographiques plus marqués sur cette partie du bassin-versant. La très faible corrélation altitude/pluie au cours du mois de juin pourrait s'expliquer par la domination des

fortes pluies de mousson sur tout le bassin à ce moment-là et surtout dans le domaine subéquatorial.

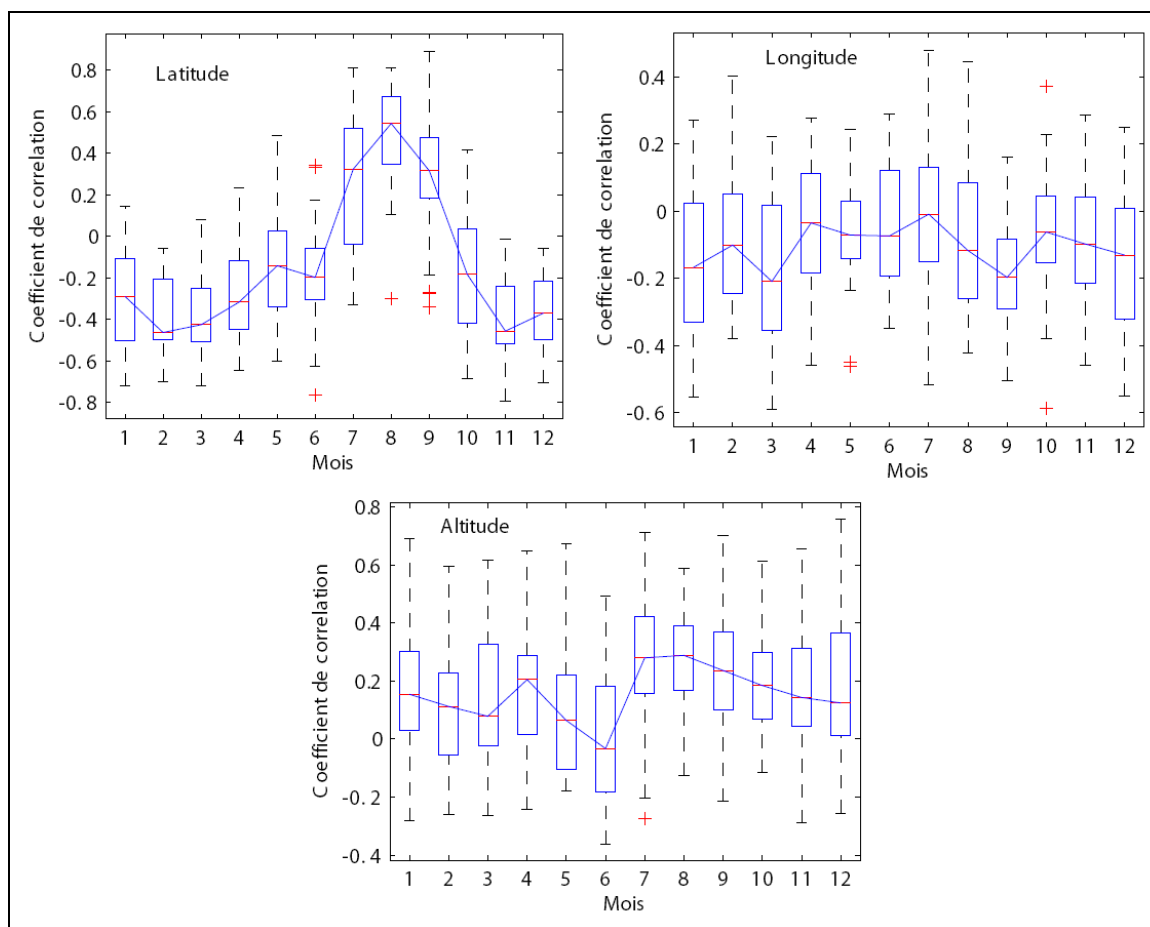


Figure 3.1 : Corrélations partielles de la répartition pluviométrique avec chacun des descripteurs géographiques (latitude, longitude et altitude) indépendamment des deux autres.

NB : Les valeurs supérieures à 0,34 en valeur absolue sont significatives au seuil de 95 %.

Ces résultats enrichissent l'analyse de la structure spatiale des champs mensuels de précipitations et justifient l'approche retenue pour l'interpolation spatiale des précipitations. La reconstitution du champ de précipitations à chaque point de la grille de SRTM30 est effectuée avec les données provenant de l'intérieur du bassin (25 stations), mais aussi avec celles de l'environnement immédiat du bassin (9 stations). Cette estimation de la pluie dans le bassin à partir des coordonnées géographiques et de l'altitude a permis de cartographier les champs moyens mensuels de précipitations.

3.1.1.2. Le champ moyen annuel de précipitations

Les moyennes annuelles de précipitations varient dans l'espace ; elles oscillent de 876 à 1 600 mm. Elles diminuent légèrement du nord au sud du bassin (figure 3.2). Cette répartition

est plus forte au nord-ouest et pourrait s'expliquer par les effets orographiques car les sommets varient ici entre 300 et 960 m, alors qu'au sud les altitudes varient de 5 à 150 m. Ainsi, dans les secteurs du bassin dominés par le mont Atacora/monts du Togo (nord-ouest) et par les collines de Kouma-Konda (centre-ouest) par exemple, les précipitations sont les plus abondantes (Kouma-Konda : 1 722,03 mm ; Kpalimè : 1 410,4 mm ; Niamtougou : 1 402,9 mm ; Sokodé : 1 357,8 mm ; Atakpamè : 1 341,9 mm ; etc.). Ces reliefs élevés jouent un rôle d'amplificateur de la pluviogenèse, car les vents océaniques, chargés de vapeur d'eau, déversent leur humidité en abordant ces reliefs et créent ainsi un gradient vertical de précipitations (Klassou, 1996). Ce secteur du bassin enregistre aussi la plus forte humidité atmosphérique (75 à plus de 80 %), une température relativement plus fraîche (18 à 25° C) et le renforcement de l'instabilité des lignes de grains.

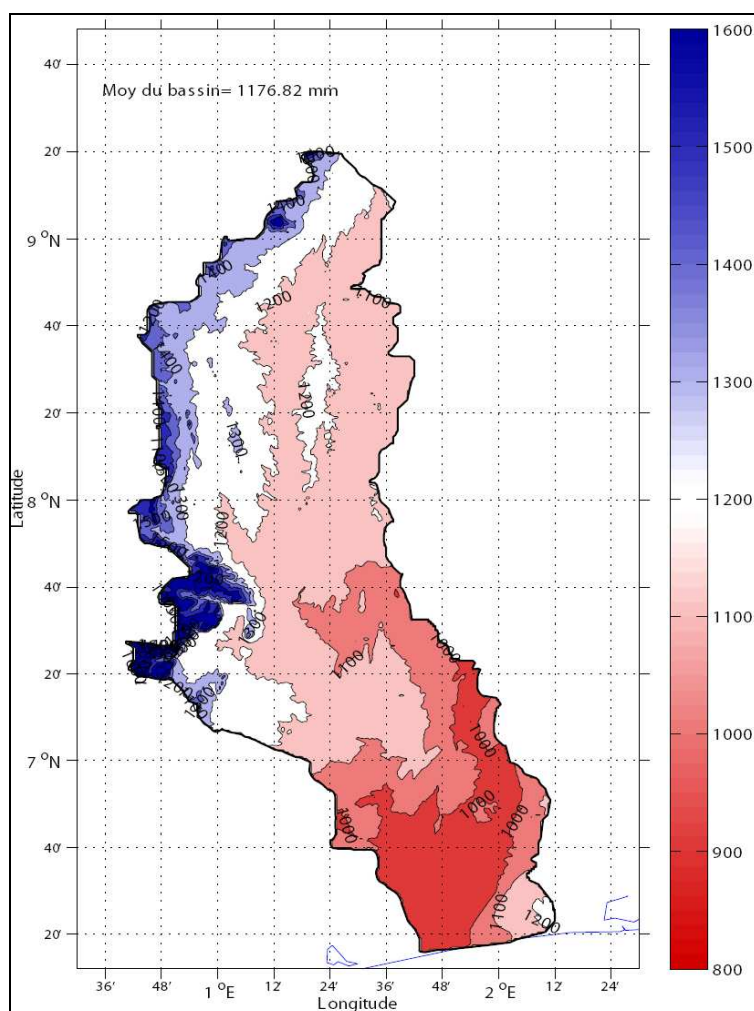


Figure 3.2 : Précipitations moyennes annuelles (1961-2000) sur le bassin-versant du Mono-Ahémé-Couffo.

Source : Interpolation à partir des données ASECNA-Cotonou et MN-Lomé, 2006

Sur la côte, on observe une diminution pluviométrique d'est en ouest (figure 3.3). Comme l'ont montré de nombreux chercheurs (Boko, 1975 et 1988a ; Bokonon-Ganta, 1987 ;

Houndénou, 1992 et 1999), la région côtière s'inscrit dans la *diagonale de sécheresse* qui s'étend du Bénin au Ghana. Celle-ci s'explique par l'upwelling côtier saisonnier lié au parallélisme des côtes par rapport à la mousson et qui génère une divergence inhibitrice des précipitations. Ce phénomène contribue à expliquer la petite saison sèche en domaine béninien comme l'a souligné Houndénou (1999).

3.1.1.3. Les champs pluviométriques moyens mensuels

Les modèles d'interpolation (cf. chapitre 2) ont permis d'établir les cartes mensuelles de pluie du bassin-versant de 1961 à 2000.

Les cartes des moyennes mensuelles de précipitations (figure 3.3 et 3.4) calculées sur quarante ans (1961-2000) montrent que le bassin reçoit une faible quantité de pluie de novembre à mars (toujours moins de 100 mm mensuellement). Cependant, ces précipitations sont plus abondantes au sud qu'au nord du bassin. Les précipitations les plus importantes sont enregistrées d'avril à octobre (figure 3.3 et 3.4). Au cours de cette période où les précipitations sont inégalement réparties sur le bassin, le sud (compris entre la côte et 07°30' N) est très arrosé en juin, comparativement à la partie nord qui reçoit les pluies les plus abondantes de juillet à septembre, ce qui pourrait s'expliquer par l'effet cumulé de la mousson et du relief.

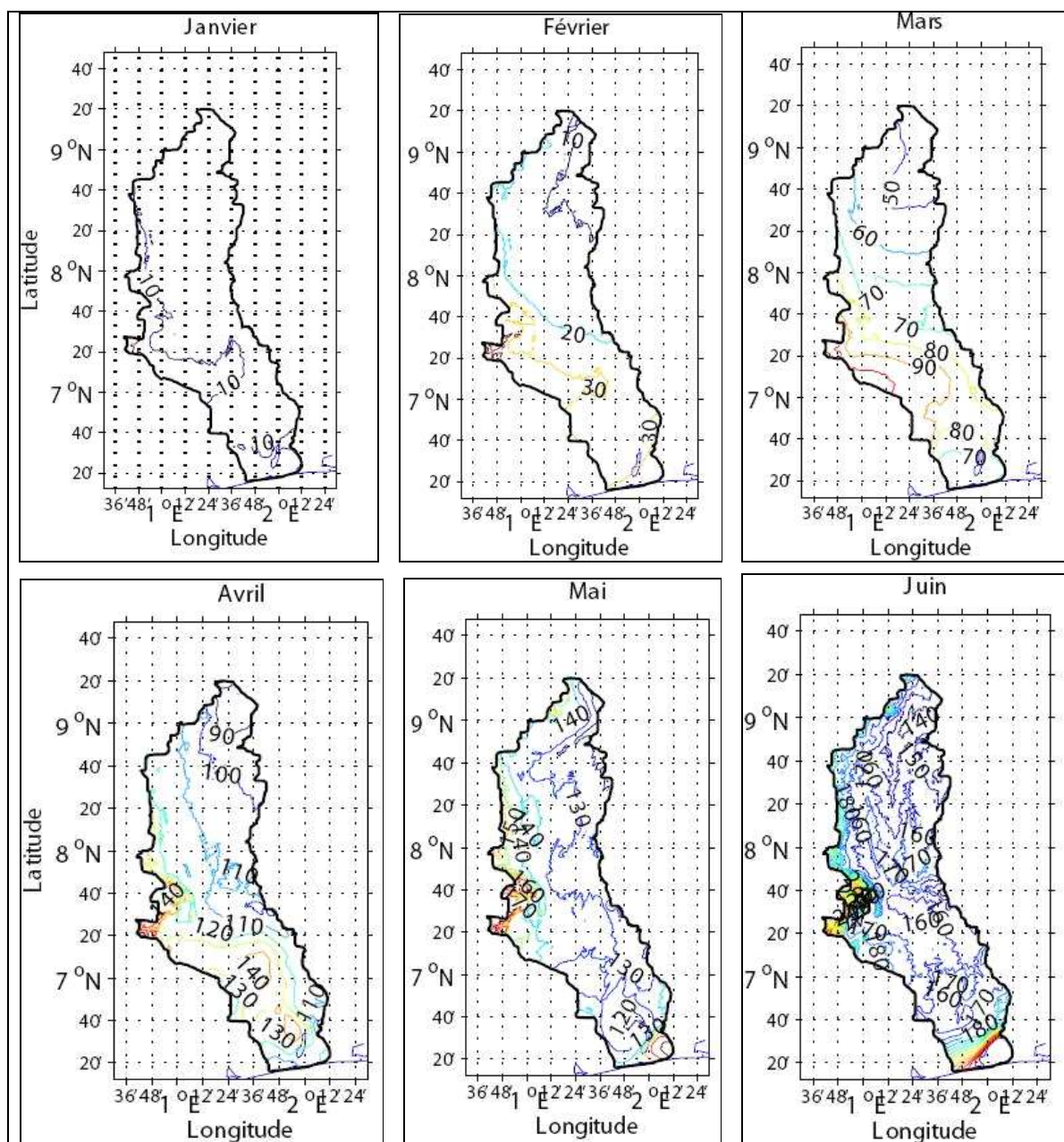


Figure 3.3 : Variation des champs moyens mensuels de précipitations du bassin-versant de 1961 à 2000 (janvier-juin).

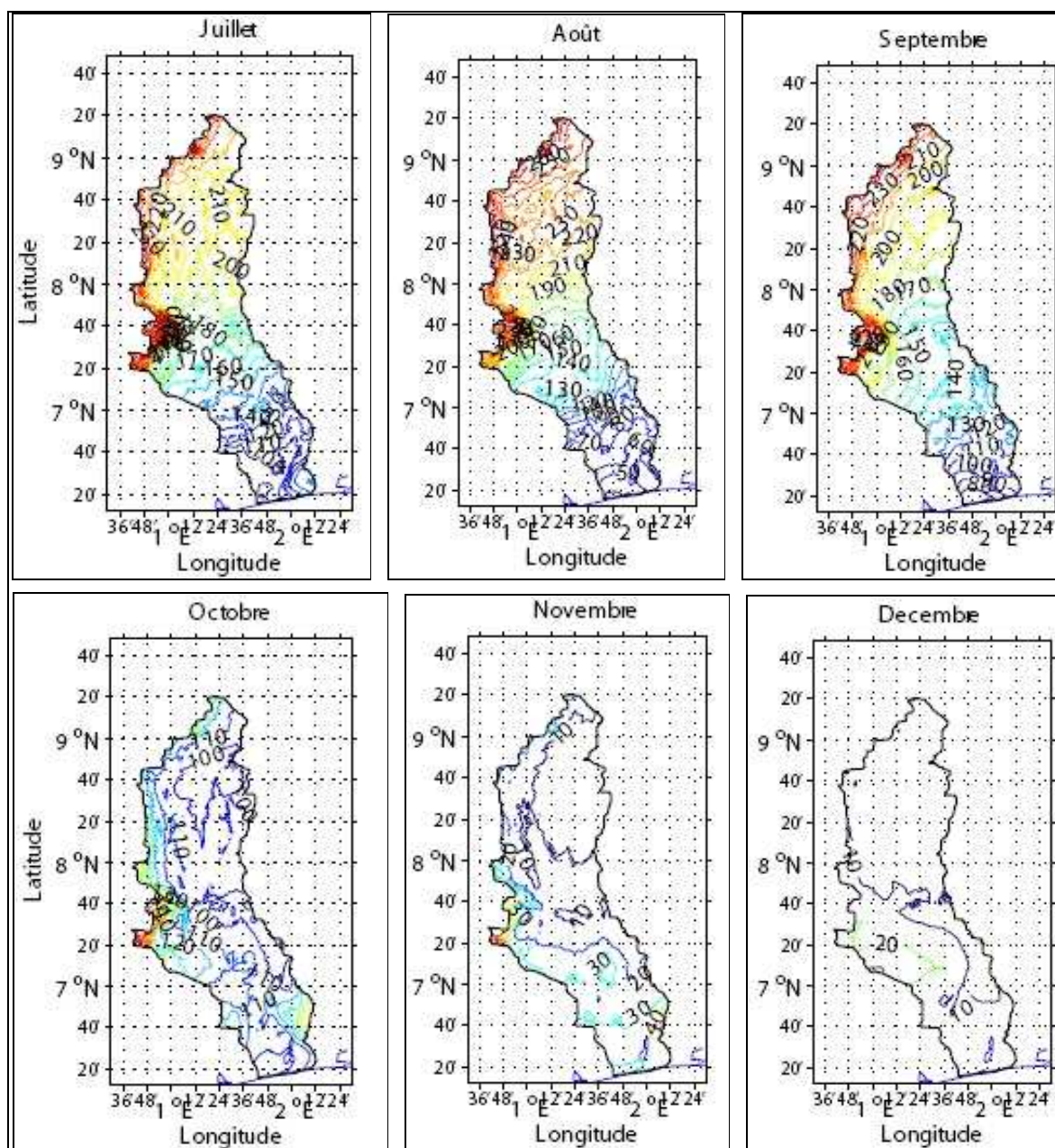


Figure 3.4 : Variation des champs moyens mensuels de précipitations du bassin-versant de 1961-2000 (juillet-décembre).

Ainsi, les précipitations commencent un peu plus tôt au sud qu’au nord du bassin, et la variation pluviométrique du champ moyen mensuel montre le découpage de l’année en deux grandes périodes : une saison humide (avril-octobre) et une saison sèche ou moins arrosée (novembre-mars) qui s’appliquent quasiment à l’ensemble du bassin au cours de la période 1961-2000.

3.1.2. Évolution des précipitations (1961-2000)

3.1.2.1. L'évolution des précipitations annuelles : tendances et ruptures de stationnarité

Il s'agit de décrire l'évolution interannuelle des pluies moyennes sur le bassin et de déterminer les modalités temporelles (tendance, éventuelles ruptures de stationnarité) sur l'ensemble du bassin et par station. Ces paramètres (anomalies standardisées, tendance, ruptures de stationnarité) permettent de mettre en évidence les années humides et les années sèches d'une part et les éventuels changements qui ont affecté l'évolution des précipitations entre 1961 et 2000 dans le bassin-versant d'autre part.

3.1.2.1.1. Les tendances pluviométriques dans le bassin-versant

La figure 3.5, qui traduit la variabilité interannuelle des précipitations, présente une légère baisse sur la période 1961-2000. Cette baisse est relative d'une décennie à l'autre. Ainsi, on observe une évolution pluviométrique à la baisse nette à partir de 1970 (figure 3.5).

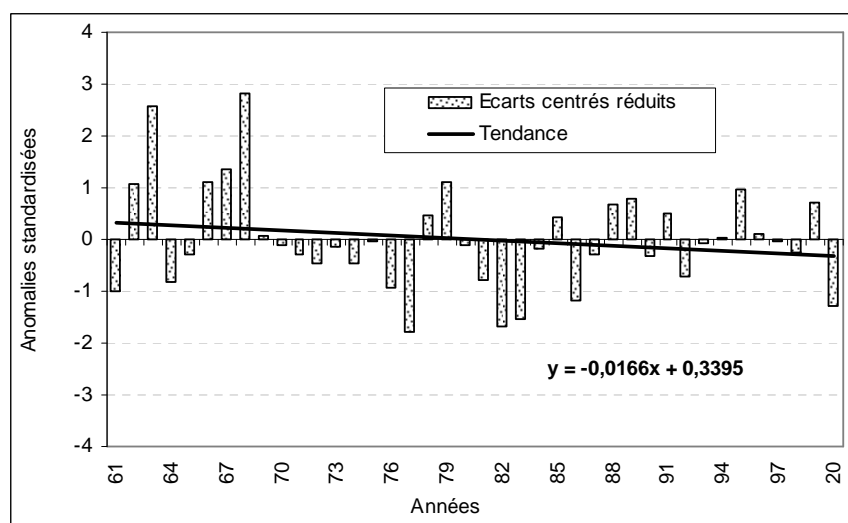
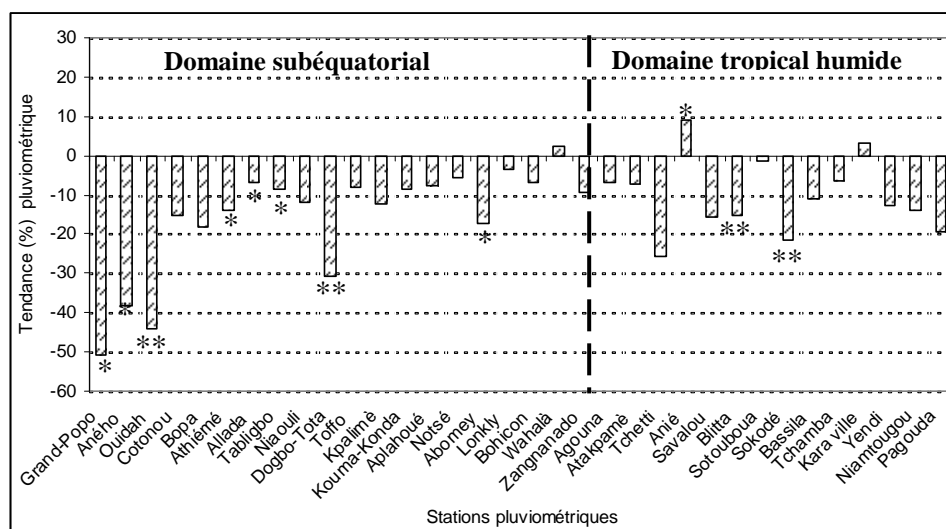


Figure 3.5 : Variabilité des précipitations annuelles du bassin-versant du Mono-Ahémé-Couffo de 1961 à 2000 en écarts centrés réduits.

Cette baisse des précipitations depuis les années 1970 s'est poursuivie en s'amplifiant au début de la décennie 1980, avec des sécheresses sensibles, surtout de 1982 à 1987. Les anomalies standardisées positives sont observées majoritairement avant les années 1970 (1962, 1963, 1966, 1967, 1968) et après 1990 (1991, 1995, 1999). La fréquence des anomalies négatives entre 1970 et 1990 traduit la péjoration climatique qui a alors affecté la région (Houndénou, 1999).

Toutefois, la variation des lames d'eau précipitées dans le bassin ne présente aucune persistance d'une année à l'autre, et une année arrosée n'est pas forcément suivie par une année excédentaire.

La tendance à la baisse est relativement plus prononcée dans les stations du sud (domaine subéquatorial) que dans celles du nord (domaine tropical humide) du bassin (figure 3.6).



* : Seuil de significativité de Student à 95 %
 ** : Seuil de significativité de Student à 99 %

Figure 3.6 : Variation sud-nord de la tendance linéaire des précipitations entre 1961 et 2000, en pourcentage (%) de la moyenne 1961-2000. Les stations sont ordonnées selon la latitude (du sud au nord).

Cette baisse des précipitations, plus marquée au sud, se traduit par la réduction manifeste de la petite saison pluvieuse en milieu béninien (Houndéno, 1999) et par une tendance, certaines années, à l'unification des deux saisons pluviométriques. Ainsi, selon Houndéno (1999) et Liéno *et al.* (2008), le régime subéquatorial tropical ou équatorial tend à se transformer lentement pour être remplacé par un régime de type soudanien dans la mesure où on ne note plus de transition pluviométrique. C'est donc plutôt un régime unimodal qui prévaut sur l'ensemble du bassin pendant les périodes de récession pluvieuse entre 1961 et 2000. Ces modifications marquent leur influence sur le fonctionnement hydrologique du fleuve Mono.

3.1.2.1.2. La recherche d'éventuelles ruptures de stationnarité dans les séries pluviométriques

Les travaux de Houndéno (1999) ont déjà montré, à partir du test de Mann-Kendall appliqué aux différentes saisons climatiques du sud Bénin, l'absence d'une rupture sur la période 1961-1990, mais plus tôt une relative tendance à la baisse de trois saisons sur quatre. Il a pu montrer également que la pluviométrie du Bénin est marquée par une nette tendance à la baisse, mais

non significative, ce qui a d'ailleurs motivé notre recherche. On a donc conduit une analyse par SMWDA sur la série des précipitations moyennes annuelles du bassin. Elle a permis de constater de changements climatiques, mais non significatifs dans le bassin de 1961 à 2000 (figure 3.7), contrairement à ce que l'on observe plus au nord en zone soudano-sahélienne. On note seulement une variation des précipitations, avec des baisses sensibles à la fin des années 1960.

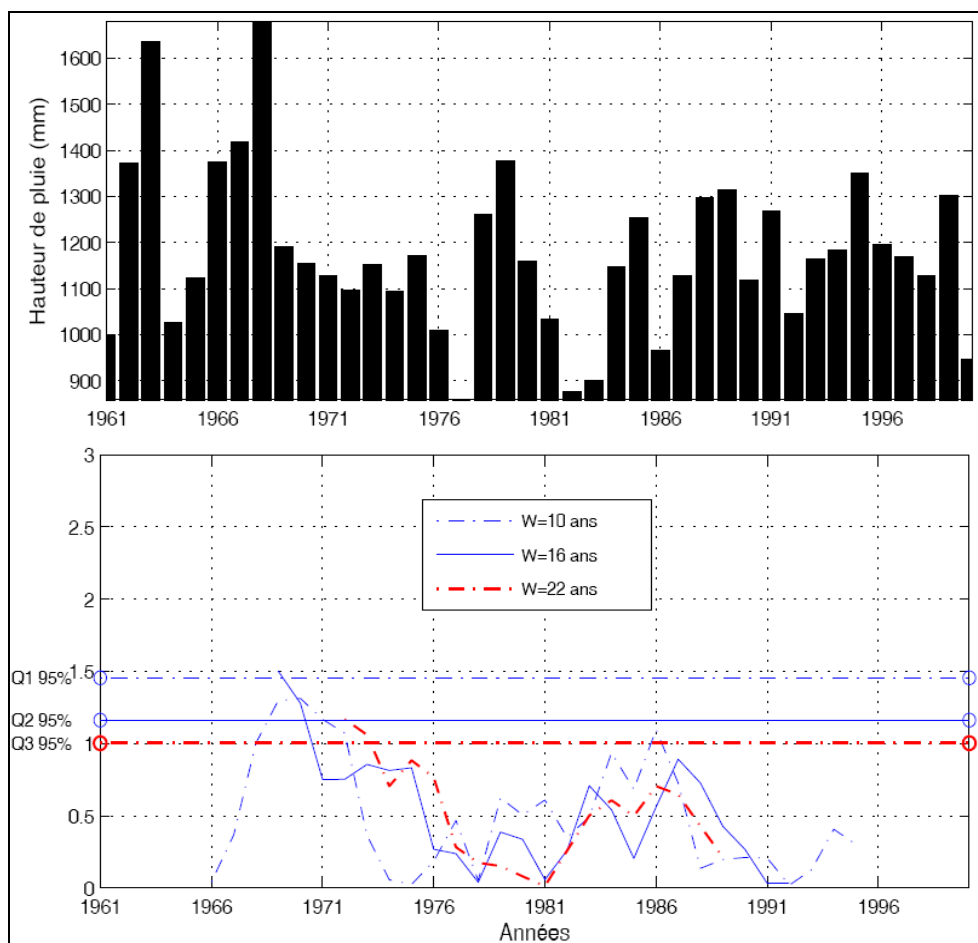


Figure 3.7 : SMWDA appliquée aux moyennes annuelles de pluies du bassin de 1961 à 2000.

En haut : la figure 3.6 présente la variation des cumuls pluviométriques de 1961 à 2000.

En bas : les discontinuités mises en évidence par la SMWDA, pour différentes fenêtres d'observation (10, 16 et 22 ans).

La recherche de ruptures sur quelques stations du bassin (figure 3.8) montre là encore une différenciation spatiale entre le sud et le nord du bassin. Seuls, les changements observés au nord du bassin (cas de Sokodé et de Kara-ville avec une rupture, respectivement en 1968 et en 1986), sont significatifs. Dans le sud, aucune rupture nette n'est observée sauf à la station de Tabligbo en 1968. Les ruptures observées dans le bassin interviennent à différentes dates et ne permettent pas d'identifier de sous-périodes homogènes au sein de la série 1961-2000.

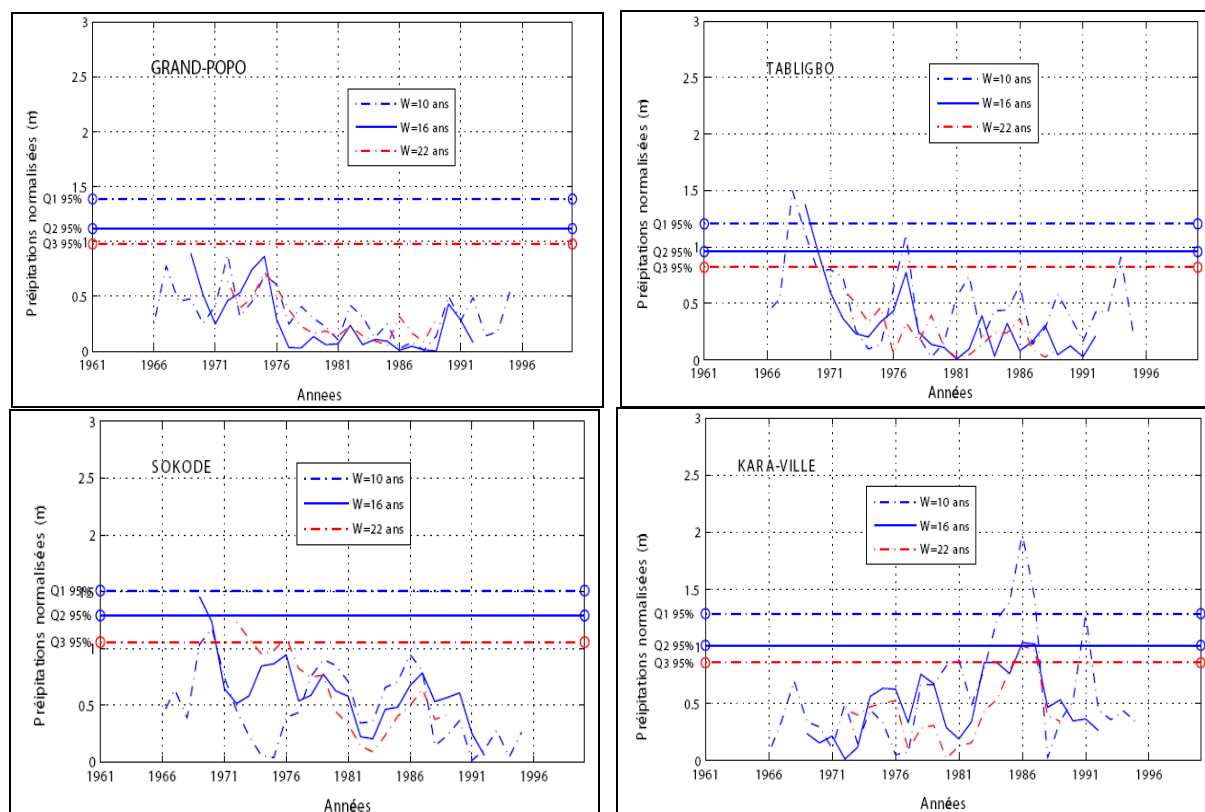


Figure 3.8 : Quelques exemples de recherche de ruptures d'homogénéité sur les stations avec la SMWDA sur les lames d'eau précipitée.

Ainsi, le test d'homogénéité temporelle des séries pluviométriques annuelles ne met en évidence aucune discontinuité majeure dans les précipitations du bassin.

3.1.2.2. Les modifications des régimes de précipitations

Pour identifier d'éventuels changements dans les régimes de précipitations du bassin et leur impact potentiel sur le fonctionnement hydrologique, une classification hiérarchique ascendante a été entreprise. Cette méthodologie a été développée dans le chapitre 2.

La classification hiérarchique ascendante des régimes a permis la partition en quatre classes qui font ressortir des régimes unimodaux (classes 3 et 4) et bimodaux (classe 1 et 2) comme le montre la figure 3.9. Seuls les types 1, 2 et 4 sont représentatifs des régimes moyens (moyenne 1961-2000) présents sur le bassin-versant. Le type 3 n'apparaît qu'au cours de certaines années humides extrêmes (par exemple 1963, 1968). Il n'est pas lié à un espace particulier, et n'apparaît donc pas sur la carte de la figure 3.9.

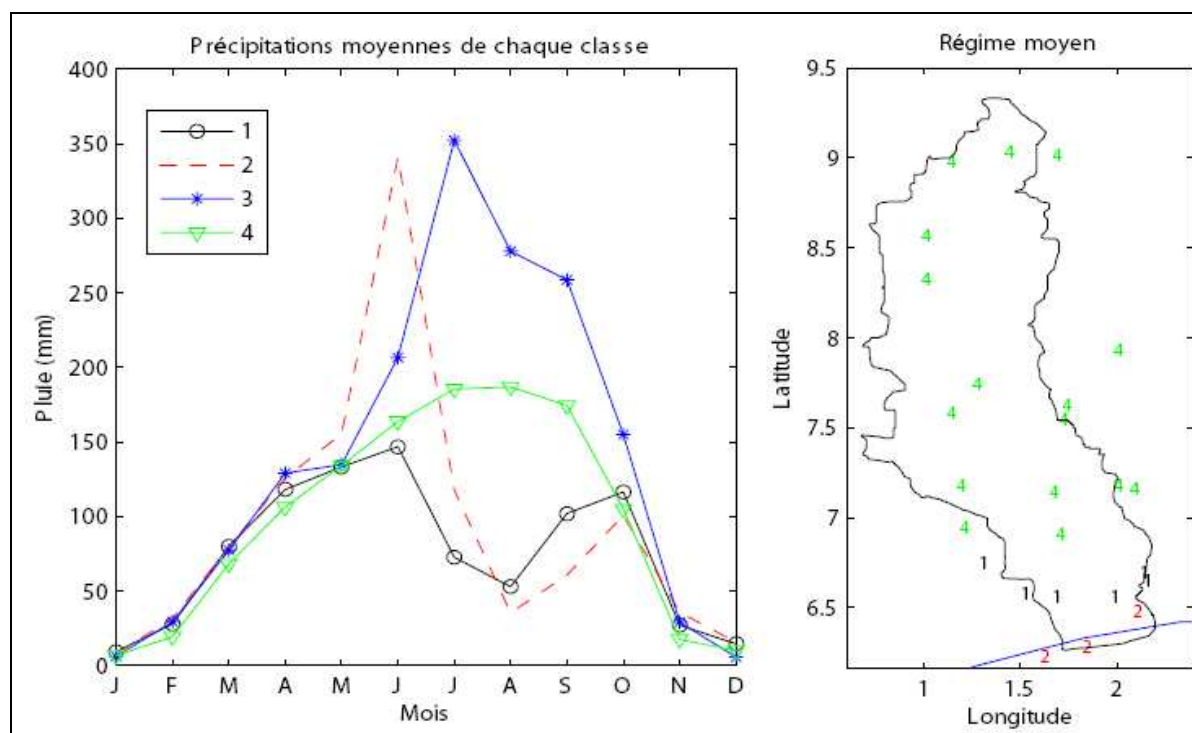


Figure 3.9 : Répartition mensuelle et classification des précipitations pour les 4 classes identifiées dans le bassin.

La figure 3.10 traduit l'évolution spatio-temporelle des régimes pluviométriques observés, pour chaque année de 1961 à 2000, en ordonnant les stations de la côte au nord du bassin. En premier lieu, on note une faible stabilité des régimes dans le temps, aucune station n'étant affectée à la même classe tout au long des quarante ans. Toutefois, il existe une structuration spatiale selon quatre grands secteurs du sud au nord, et une structuration temporelle en trois grandes sous-périodes : 1961-1968, 1969-1983 et 1984-2000.

Ainsi, dans les stations les plus proches de la côte, domine le type 2, bimodal à maximum de juin exacerbé. On y enregistre aussi une diminution des précipitations entre les sous-périodes 1961-1968 (1 358 mm) et 1969-2000 (944 mm). Cette baisse s'accompagne de l'apparition d'années à régime de type 1 (exemples 1973, 1980 et 2000), c'est-à-dire régime climatique subéquatorial (figure 3.10 et tableau 3.I), mais plus humide en août que le type 2.

Sur les plateaux du sud du bassin, c'est le type 1, bimodal, qui domine, mais les régimes sont ici moins stables que sur le littoral (Amoussou *et al.*, 2008a ; Houndénou *et al.*, 2008). Ces stations présentent plutôt le régime de type 2 au cours des années 1960, qu'on observe rarement après les années 1970, où il est remplacé par le type 1.

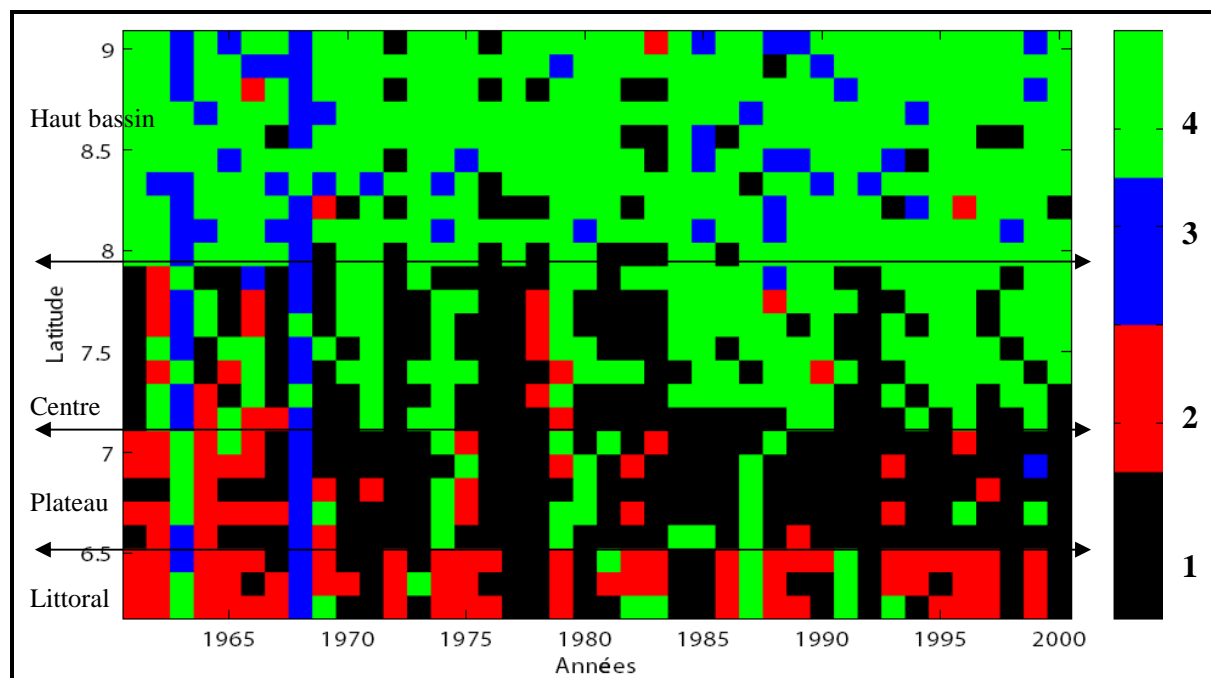


Figure 3.10 : Appartenance des années 1961 à 2000, dans chacune des stations ordonnées selon leur position en latitude, à chacun des 4 types de régimes de précipitations.

Le centre du bassin présente la plus forte instabilité, avec les quatre types de régimes de précipitations inégalement représentés pendant la période 1961-2000. De 1961 à 1968, aucun type de régime ne domine (tableau 3.I) ; de 1969 à 1983, c'est le régime bimodal de type 1 qui est le plus fréquent ; puis c'est le type 4 unimodal qui s'impose de plus en plus entre 1984 et 2000 (tableau 3.I) traduisant une tendance à l'effacement de la petite saison sèche au sud du Bénin.

Le haut bassin offre la plus grande stabilité interannuelle des régimes, dominé par le type 4 unimodal. On note parfois l'apparition d'une bimodalité (type 1) entre 1969 et 1983, avec une fréquence d'occurrence de l'ordre de 17 % (tableau 3.I) ; le type 2 est pratiquement absent.

Tableau 3.I : Récapitulatif fréquentiel (en %) de chaque type de régime dans chaque secteur du bassin.

	Littoral				Plateau				Centre				Haut bassin			
	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4	T1	T2	T3	T4
1961-1968	8	67	17	8	28	45	15	13	36	20	20	25	1	1	30	68
1969-1983	40	49	0	11	69	13	0	17	61	6	0	33	17	1	5	77
1984-2000	39	47	0	14	82	6	1	11	31	2	1	66	5	1	12	82

T = type de régime

Le régime de type 3, peu représenté dans le bassin, est surtout présent sur les plateaux avant les années 1970. Toutefois, il est dominant du nord au sud en 1963 et en 1968, deux années

exceptionnellement humides dans la sous-région en général et dans tout le bassin en particulier.

De 1970 à 2000, on ne constate presque plus le régime de type 3 (une seule saison des pluies, pluviométrie extrêmement élevée centrée sur juillet) au sud de 8°N, par contre au nord de 8°N, leur fréquence d'apparition reste élevée. Ceci pourrait être lié à l'effet du déplacement en altitude de la Zone de Convergence.

La classification spatio-temporelle des régimes de précipitation souligne la particularité de chaque secteur du bassin et, par-là les éventuelles contraintes ou atouts économiques qu'ils offrent. Le secteur central du bassin, avec les quatre types de régimes, montre une instabilité climatique sensible, pouvant affecter la disponibilité des ressources en eau du complexe. La dynamique pluviale (instabilité des régimes et diminution des pluies) observée dans le bassin-versant doit être complétée par l'étude de la variabilité temporelle et spatiale des lames d'eau précipitée, en particulier lors des années extrêmes.

3.1.2.3. Le rythme pluviométrique des années extrêmes dans le bassin-versant

Les indices d'écarts centrés réduits ont été souvent utilisés pour identifier les années anormalement déficitaires et excédentaires dans le golfe du Bénin (Bokonon-Ganta, 1987 ; Klassou, 1996 ; Amoussou, 2005). Plusieurs autres chercheurs (Ouédraogo, 2001 ; Ardoin-Bardin, 2004) ont également testé ces valeurs sur la région ouest-africaine. Dans notre série (1961-2000), nous avons sélectionné deux années excédentaires (1968 et 1999) et deux années déficitaires (1983 et 2000) qui peuvent permettre d'affiner notre analyse. Puisqu'il s'agit de rechercher l'impact sur les écoulements, nous avons sélectionné des années situées respectivement avant et après la mise en service du barrage de Nangbéto (1961-1987 et 1988-2000). Ainsi, les années 1968 et 1983 apparaissent exceptionnelles du fait de l'excédent en 1968 (43 %) et du déficit en 1983 (24 %) enregistrés dans le domaine tropical humide du bassin-versant. Les années 1999 et 2000, respectivement excédentaire de 11 % et déficitaire de 20 %, placées après la mise en eau du barrage ont aussi été retenues. Notons que l'année 2000 a présenté un excédent de 80 % de la lame d'eau écoulée dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé. Il convient donc d'expliquer ce paradoxe apparent.

➤ **Les années excédentaires (1968 et 1999)**

Au cours des années 1968 et 1999, les pluies ont été très abondantes, mais cet excédent pluviométrique est plus prononcé en 1968 qu'en 1999 (figure 3.11). Les cumuls pluviométriques de ces années sont de 1 680 mm en 1968 et 1 302 mm en 1999, contre 1 177 mm dans l'ensemble du bassin de 1961 à 2000. Ces années ont connu un excédent de 43 % (1968) et de 11 % (1999) par rapport au cumul annuel moyen de 1961-2000.

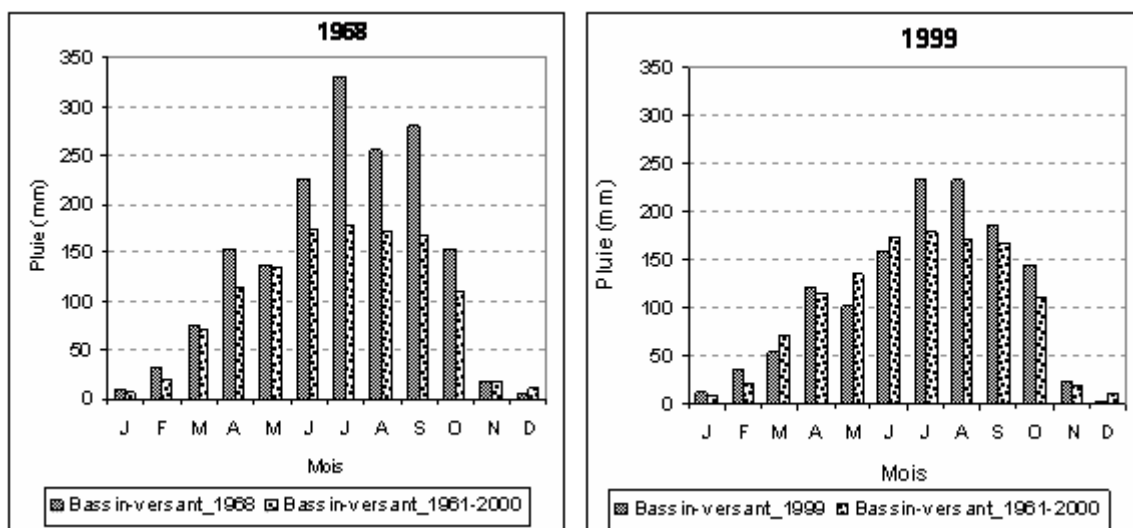


Figure 3.11 : Variation pluviométrique mensuelle (1961-2000) du bassin et des années excédentaires en amont d'Athiémié.

Les mois de novembre à février n'ont cumulé que 4 % en 1968 et 5 % en 1999 des lames d'eau précipitée dans le bassin, ce qui montre qu'au cours de ces années, ce sont les mois humides (juin à octobre 1968 et juillet à octobre 1999) qui ont connu une plus forte pluviosité. Ainsi, l'augmentation la plus remarquable intervient pendant les mois déjà les plus arrosés, entre juin et octobre. Ces mois ont connu un excédent de 31 % en 1968 et de 14 % en 1999 par rapport à la moyenne.

On remarque cependant une inégale répartition de la lame d'eau précipitée dans le bassin-versant. Ainsi, la pluviométrie est plus concentrée dans la zone littorale du bassin en 1968 (figure 3.12). En 1999, en revanche, le bassin est arrosé au sud et au nord, mais c'est surtout le centre, et plus précisément le centre ouest (figure 3.12), qui reçoit le maximum de pluie.

Cette augmentation des précipitations en 1968 semble être liée à l'augmentation de la température de surface océanique au sud de l'Atlantique (Janicot, 1989). En 1999, l'excédent pluviométrique ne concerne pas exclusivement notre secteur d'étude, puisqu'il est observé sur toute l'Afrique tropicale humide (Ouedraogo, 2001 ; Becuwe, 2005 ; Amoussou, 2005). On remarque aussi que la petite saison sèche est absente en 1968 dans le sud du bassin (alors que

le Sahel est déficitaire) et qu'elle est très atténuée en 1999, ce qui témoigne d'une position anormalement méridionale de la ZCIT ces années-là.

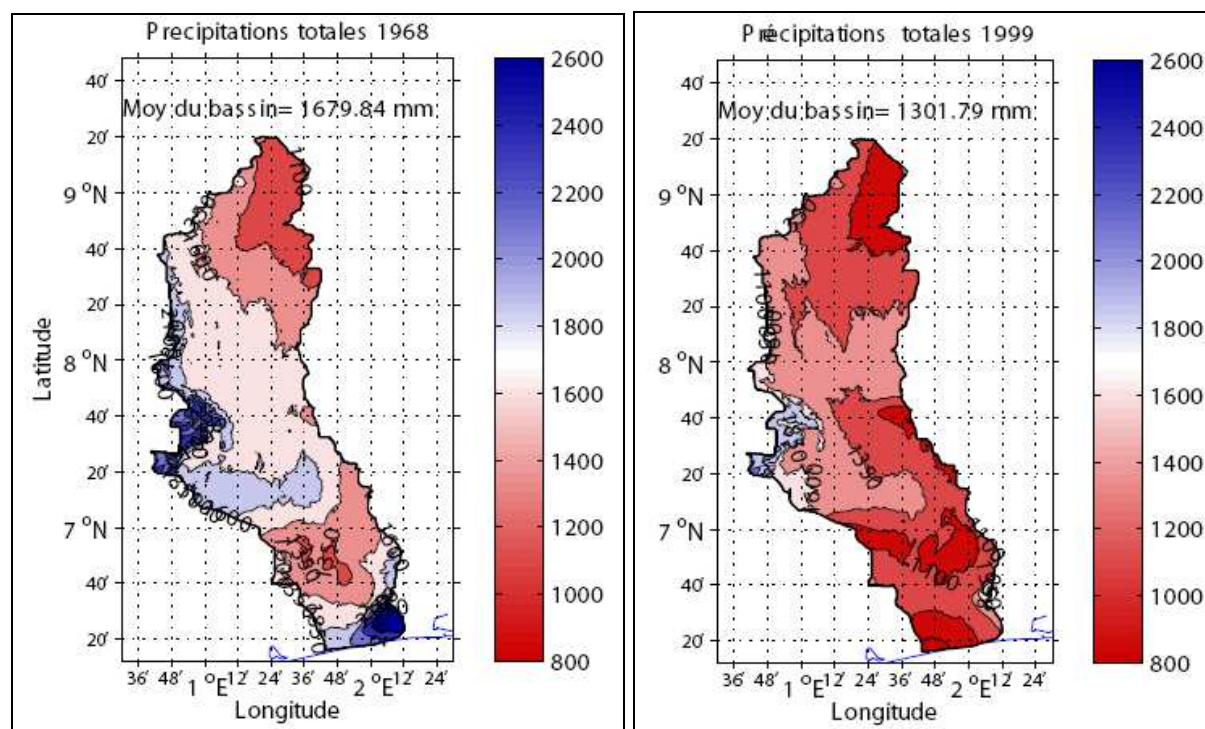


Figure 3.12 : Variation pluviométrique spatiale des années exceptionnellement humides du bassin-versant.

En 1999, les fortes pluies ont fait des victimes dans la basse vallée et provoqué un déplacement de plus de 5 000 personnes (Becuwe, 2005). C'est la dernière inondation importante qu'a connue la basse vallée du bassin avant celles de 2007 et de 2009. D'après la plupart des pêcheurs enquêtés dans la basse vallée (95 %), les pluies de 1999 ont causé des préjudices à la pratique de la pêche et aux habitations du fait du débordement de la plupart des cours d'eaux (Mono et Couffo).

➤ Les années déficitaires

Comme sur le reste de l'Afrique de l'Ouest, les années déficitaires, comme le fut en particulier 1983, se sont multipliées pendant les décennies 1970 et 1980. Pendant la dernière décennie, l'année 2000 fut aussi très sèche.

Les déficits pluviométriques annuels ont été plus prononcés en 1983 qu'en 2000 (figure 3.13) sur l'ensemble du bassin, avec respectivement 24 et 20 % par rapport à la moyenne 1961-2000. Les mois humides (juin à octobre) ont connu un déficit de 22 % en 1983 contre 8 % en 2000. Mais les mois habituellement secs de décembre à février l'ont été plus encore en 2000, avec un déficit de 74 %, contre 43 % en 1983 et des pluies presque nulles.

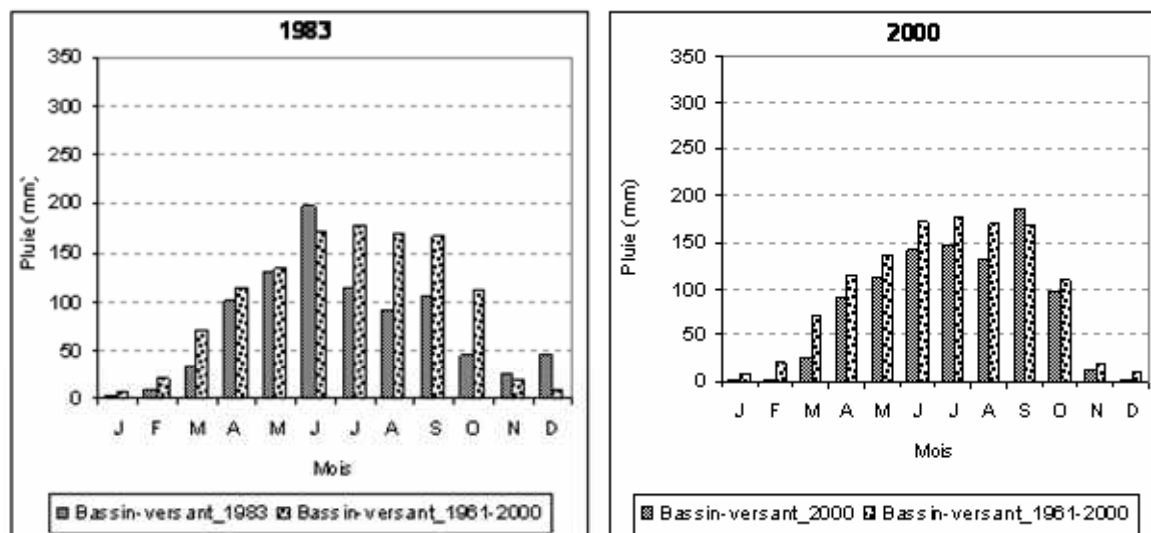


Figure 3.13: Variation pluviométrique mensuelle (1961-2000) du bassin et des années exceptionnellement déficitaires en amont d'Athiémé.

Au cours des deux années déficitaires en général, les précipitations mensuelles ont été faibles par rapport à celles de la période d'étude à l'exception de juin 1983 et de septembre 2000 qui ont connu respectivement un léger excédent de 10 % (18 mm) et de 8 % (16 mm). Ce seul mois excédentaire sur six mois humides déficitaires est insuffisant pour compenser le déficit enregistré au cours de l'année. Logiquement, le déficit qu'ont connu ces années est lié à une réduction du nombre de jours pluvieux.

Le déficit pluviométrique a été relativement plus sévère dans la région côtière tant en 2000 qu'en 1983. Mais, dans la partie septentrionale (figure 3.14), le déficit est moins marqué. En 1983, l'ampleur du déficit dans le Nord a été telle que la production agricole a beaucoup baissé, au même titre que les ressources en eau, surtout dans la partie centrale du bassin, comme le confirment 78 % des populations enquêtées. L'absence de précipitations au mois de décembre 2000, associée à l'arrivée de l'harmattan, a accentué la très forte évaporation et l'amenuisement progressif des ressources en eau du bassin.

Ainsi, globalement, au cours des deux années 1983 et 2000, la sécheresse a été plus prononcée au sud qu'au nord, sachant que ce sont les précipitations du domaine tropical unimodal qui conditionnent fortement l'écoulement du bassin à Athiémé et en partie à Lanta.

Pour évaluer les effets de la péjoration pluviométrique sur les ressources en eau du bassin, il est nécessaire de faire l'étude du bilan climatique.

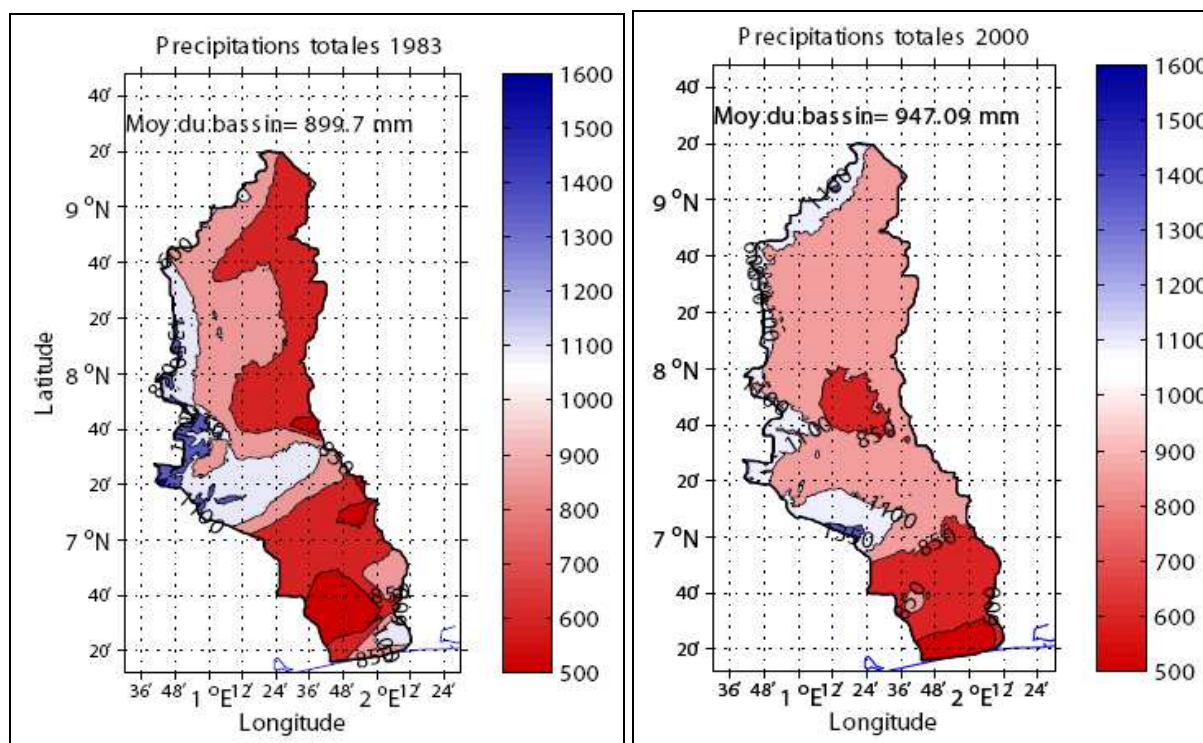


Figure 3.14 : Variation pluviométrique spatiale des années exceptionnellement déficitaires dans le bassin-versant.

3.1.3. Le bilan climatique et son évolution

Le bilan climatique, établi par la différence entre lame d'eau précipitée et lame d'eau évaporée, et calculé à l'échelle du bassin-versant et des sous-bassins-versants, donne les périodes de disponibilité en eau. Sont successivement présentés le bilan moyen mensuel et l'évolution interannuelle du bilan de 1965 à 2000 (période contrainte par l'indisponibilité des données d'ETP avant 1965), après une brève analyse de la variation de l'évapotranspiration potentielle (ETP).

3.1.3.1. Analyse de la variabilité de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'ETP est un indicateur important pour suivre l'évolution du climat. Elle dépend de la transpiration du couvert végétal (à travers les stomates des plantes) et de l'évaporation des sols. On la considère comme étant l'évapotranspiration d'un couvert végétal bas continu, homogène, dont l'alimentation en eau n'est pas limitante, et qui n'est soumis à aucune limitation d'ordre nutritionnel, physiologique ou pathologique (Boko, 1988a). L'évapotranspiration potentielle mensuelle ou annuelle a été calculée pour l'ensemble de la série à partir de l'ETP décadaire extraite des fichiers de l'ASECNA. Toutefois, ces données sont très approximatives.

La figure 3.15 montre l'évolution interannuelle de l'évapotranspiration potentielle entre 1965 et 2000 à la station synoptique de Bohicon (données de l'ASECNA-Cotonou, 2006). Elle traduit une tendance à la baisse, mais non significative au seuil de 95 %. Cette évolution apparaît contraire à celle des températures (figure 3.16) et de l'humidité relative (3.17) dont elle dépend. Or, dans la logique, plus la température augmente et plus l'humidité baisse, plus l'ETP augmente. Cette incohérence entre les données de la température et de l'ETP nous a amené à nous poser la question de la fiabilité des données d'ETP décennales.

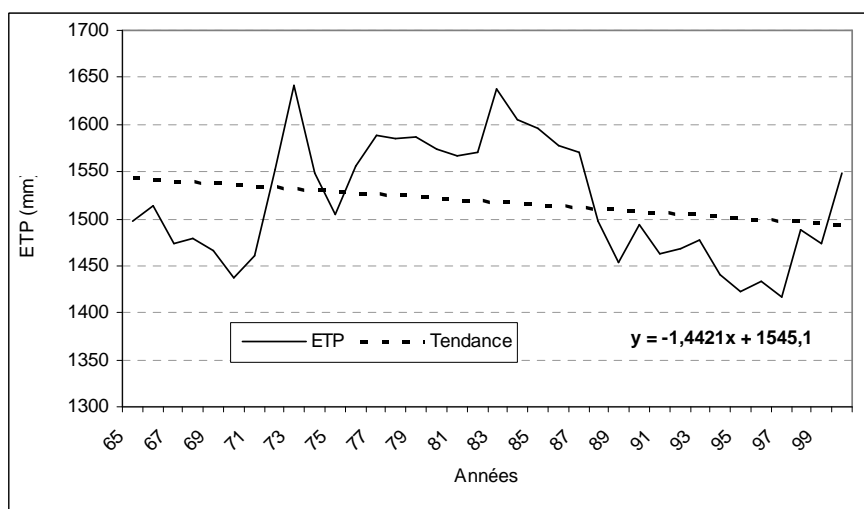


Figure 3.15 : Variabilité interannuelle de l'ETP à la station synoptique de Bohicon de 1965 à 2000.

Source : ASECNA/COTONOU, 2006

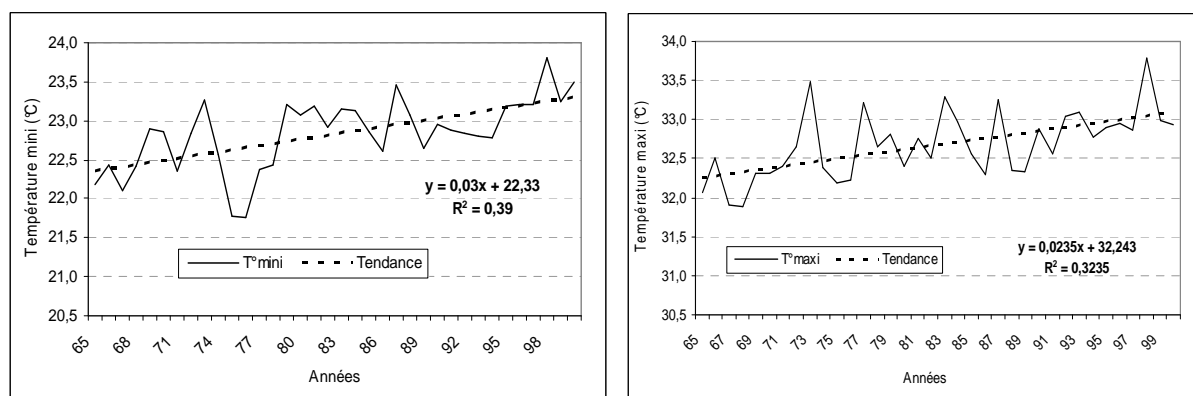


Figure 3.16 : Variation interannuelle des températures mini et maxi à la station synoptique de Bohicon de 1965 à 2000.

Source : ASECNA/COTONOU, 2006

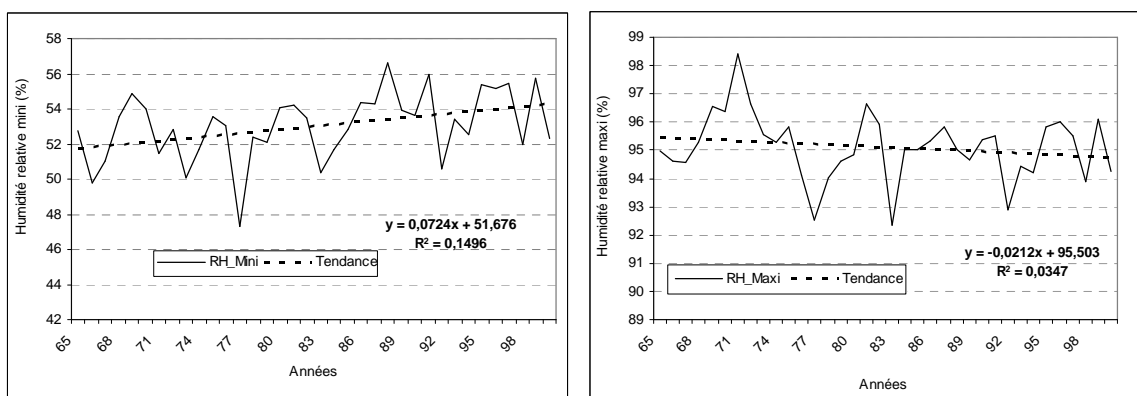


Figure 3.17 : Variation interannuelle de l’humidité relative dans le bassin de 1965 à 2000.

Source : ASECNA/COTONOU, 2006.

Pour comprendre et expliquer cette évolution inattendue de l’ETP entre 1965 et 2000, nous avons utilisé la formule simplifiée de la FAO (cf. chapitre 2) à partir du logiciel ET0Calc pour calculer l’ETP à titre de comparaison avec les résultats de l’ASECNA-Cotonou ; sachant que nous ne disposons pas de données de vitesse du vent ni de rayonnement solaire.

La figure 3.18 compare l’évolution de l’ETP/ASECNA et celle calculée. On note une évolution similaire des ETP de 1965 à 1989 à l’exception de l’année 1968, et une chute brutale des valeurs de l’ASECNA de 1989 à 2000. La tendance à la hausse de l’ETP calculée est en accord avec celles de la température (figure 3.16) et de l’humidité maximale (3.17) sur la période 1965-2000.

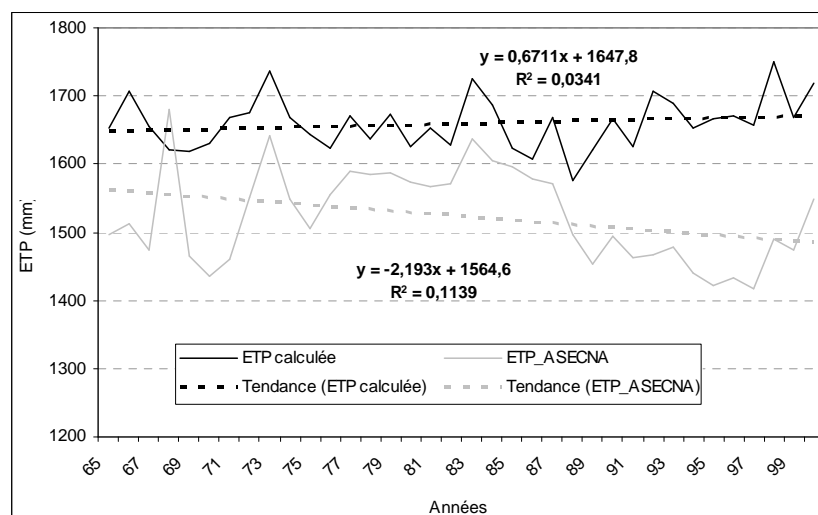


Figure 3.18: Évolution interannuelle des ETP comparées de la période 1965-2000 à la station synoptique de Bohicon.

Remarquons que l’évapotranspiration potentielle interannuelle (1 524 mm) de l’ASECNA sur la période 1965-2000 est légèrement inférieure à celle (1 529 mm) de la période 1940-1983

(Boko, 1988a) où la température est moins élevée que celle de 1965 à 2000. Ce problème a été déjà soulevé par Boko (1988a). Il a souligné que les ETP des stations synoptiques du Bénin calculées aux mesures d'évaporation physique, avec la formule de PENMAN n'est vraiment adaptée qu'à la seule station de Cotonou. Cependant, l'écart moyen de 136 mm entre ETP/ASECNA et ETP/FAO calculée semble important, et pourrait dépendre des données de vents et de rayonnement solaire (à partir de l'insolation) mesurées à la station qui entrent dans le calcul. Boko (1988a) explique la moindre évapotranspiration obtenue par l'ASECNA-Cotonou par le fait que l'ETP PENMAN sous estime la quantité d'eau vaporisée (ou évapotranspirée) et que la formule n'intègre pas les valeurs moyennes décennales des paramètres météorologiques.

Compte tenu de ces biais, c'est l'ETP de FAO calculée que nous retenons pour les bilans climatique et hydrologique et pour la modélisation pluie/débit.

3.1.3.2. Le bilan climatique mensuel

La figure 3.19 présente les variations saisonnières du bilan climatique (saisons sèches et humides) dans le bassin. Elle donne en particulier les périodes de disponibilité en eau dans les sous-bassins-versants du Mono et du Couffo.

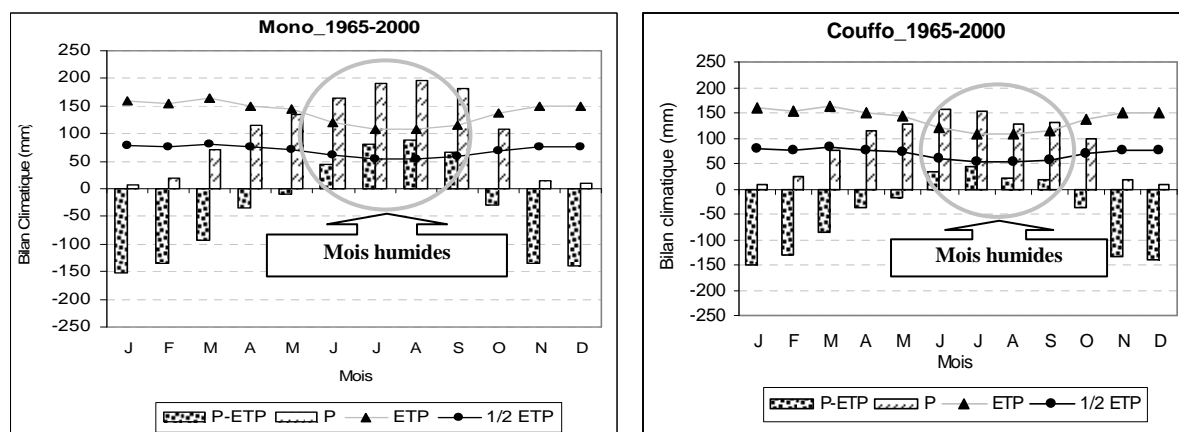


Figure 3.19 : Variation saisonnière du bilan climatique moyen (1965-2000) dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémié (à gauche) et du Couffo à Lanta (à droite).

Le bilan climatique moyen mensuel (figure 3.19) met en évidence deux phases :

- une période humide de quatre mois (juin à septembre) où l'évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle est inférieure à la pluviométrie mensuelle, période où interviennent les maxima pluvieux, en juin (Couffo) et en août (Mono) qui comptabilisent respectivement 55 et 60 % de la pluviométrie annuelle dans les deux sous-bassins. Cette période de surplus est

déterminante pour l'alimentation des réservoirs souterrains.

- une période sèche de huit mois (octobre à mai) au cours de laquelle la demande évaporatoire est importante, surtout de novembre à mars (figure 3.19). Au cours de ces cinq mois, les précipitations sont inférieures à la moitié de l'évapotranspiration potentielle, ce qui entraîne un assèchement des réserves du sol et un amenuisement progressif du niveau d'eau dans la basse vallée.

3.1.3.3. Le bilan climatique annuel

La somme des valeurs d'ETP étant supérieure à celle des lames d'eau précipitée (figure 3.20), le bilan climatique annuel est déficitaire sur l'ensemble bassin, sauf en 1968 où $P \approx ETP$. Cela explique les contraintes climatiques majeures que subissent les écosystèmes du bassin. Une année très sèche entraîne un déficit, qui pourrait perdurer au cours de l'année suivante (par exemple c'est le cas en 1982, 1983 et 1984) du fait de la très forte évapotranspiration. Dans un premier temps du déficit, une partie de l'eau provient du sol ; mais cette contribution du sol diminue à mesure qu'il s'assèche (Hufty, 2001). Depuis la fin des années 1960 jusqu'à 2000, la disponibilité en eau dans le bassin est donc en diminution, avec une forte variation de la pluviométrie et une évapotranspiration potentielle en augmentation.

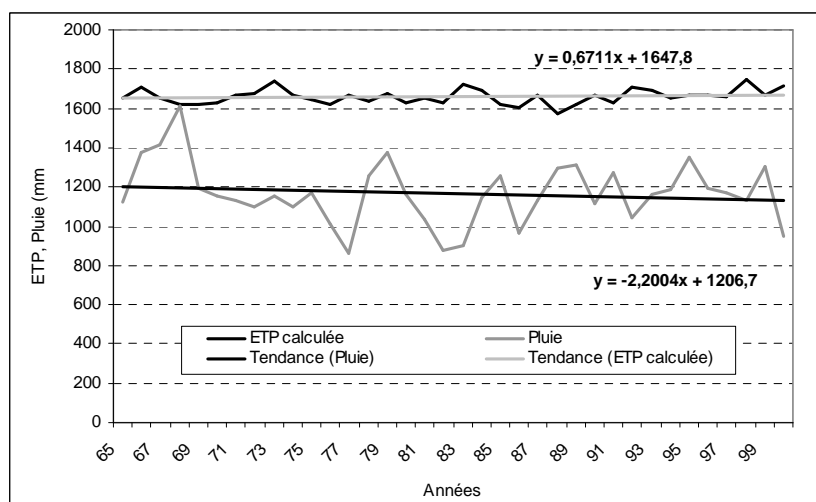


Figure 3.20 : Variation interannuelle des précipitations et de l'ETP dans le bassin-versant du complexe (1965 à 2000).

La variation de l'ETP pourrait être entraînée par la variation de la température et du rayonnement solaire dans le bassin. Cependant, cette hausse de l'ETP sur le bassin-versant en 1968 avec une pluviométrie aussi abondante traduit une mauvaise répartition de cette dernière sur l'ensemble du bassin cette année-là. Les autres années, l'écart important entre la pluie et

l'ETP annuelles n'empêche pas cependant certains mois de recevoir des quantités d'eau supérieures à l'ETP (figure 3.19 supra). L'eau peut alors être stockée dans le sol et constituer une réserve pour les mois déficitaires. L'importance de cette mise en réserve dépend du bilan P-ETP, mais aussi des possibilités de rétention du sol.

La variabilité interannuelle en eau de ruissellement dans le bassin (figure 3.21), traduit par le coefficient alpha (α), qui entre dans la formule $\alpha = P_i / ETP_i$ (P_i : la pluie de l'année i en mm et ETP_i : l'évapotranspiration potentielle calculée de l'année i en mm) montre la disponibilité en eau de ruissellement. Cette eau ruisselée avec le comportement du système sol/végétation contribue en partie aux réserves en eau dans les premiers horizons du sol, entre 0 et 30 cm. (Sutcliffe et Piper, 1986).

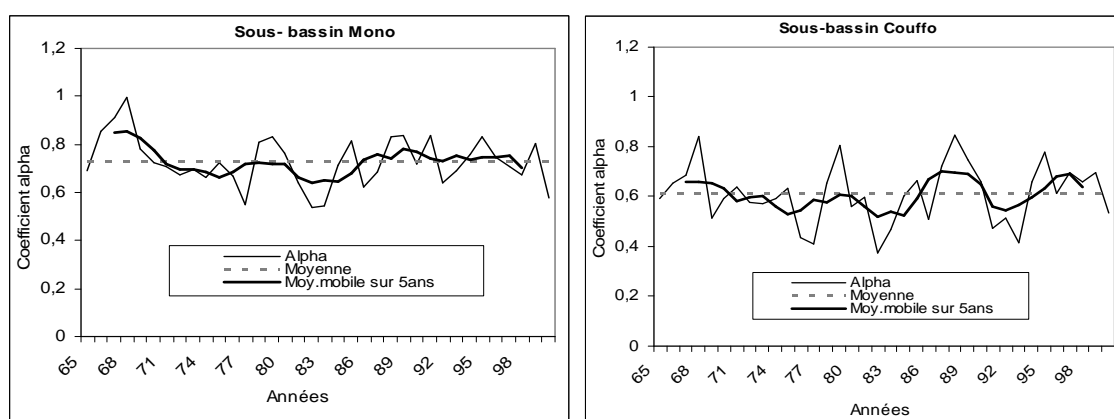


Figure 3.21 : Variation de la disponibilité en eau ruisselée dans le bassin-versant du complexe (1965-2000).

On remarque que les décennies 1970-1980 ont connu une baisse d'eau ruisselée donc probablement du stock d'eau, suivie d'une légère reprise. L'eau disponible dans les premiers horizons du sol en fonction des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle pouvant servir au ruissellement varie d'une amplitude de 0,5 à 0,9 pour le Mono et de 0,3 à 0,8 pour le Couffo. Ainsi, sur le sous-bassin du Mono, la moitié de la demande évaporatoire est satisfaite par les précipitations certaines années alors que, dans le sous-bassin du Couffo, c'est un peu plus de la moitié. Cette disponibilité moyenne en eau ruisselée est plus importante sur le Mono que sur le Couffo. Mais, cette disponibilité en eau est plus importante dans les années 1960 que dans les trois dernières décennies malgré la légère reprise des années 1990.

En définitive, le bilan climatique a évolué au cours de la période 1965-2000 dans le bassin-versant, avec une baisse marquée au cours des décennies 1970 et 1980. La baisse des précipitations, une légère augmentation de l'ETP, l'impact des actions anthropiques (mode

d'usage de l'eau, activités socio-économiques, ...) ont fortement marqué la disponibilité des ressources en eau dans l'ensemble du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

3.2. Variabilité des écoulements de surface dans l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo

L'analyse de l'écoulement sur la période 1961-2000 tente d'apprécier l'évolution de la ressource en eau superficielle et l'influence de la lame d'eau précipitée. Il s'agit également de montrer la variation de l'écoulement dans le sous-bassin-versant du Mono avant (1961-1987) et après (1988-2000) la mise en service du barrage hydroélectrique de Nangbéto, afin d'apprécier l'impact de ce dernier sur la dynamique hydrologique du bassin.

3.2.1. Les régimes hydrologiques moyens du bassin

Le fonctionnement hydrologique du bassin dépend des régimes pluviométriques subéquatorial et tropical.

La répartition pluviométrique dans le bassin-versant et le substratum géologique sont autant de facteurs qui expliquent le régime moyen mensuel des fleuves. Ainsi, les saisons sèches et humides dans le bassin déterminent le rythme d'écoulement des fleuves Mono et Couffo, calqué sur le climat tropical et en partie sur le climat subéquatorial (cas du Couffo, dont le régime bimodal présente des maxima de juillet et septembre).

3.2.1.1. Le régime moyen mensuel du fleuve Couffo

La figure 3.22 donne la variation mensuelle des précipitations moyennes et le débit moyen dans le sous-bassin du Couffo à Lanta. Sachant que d'octobre à avril, l'évapotranspiration est supérieure à la lame d'eau précipitée (figure 3.19 supra), l'écoulement ne devient abondant qu'au cours des mois de saison humide. Ainsi, l'écoulement n'est perceptible dans tout le sous-bassin du Couffo qu'en mai, deux mois après les premières pluies de la saison pluvieuse du domaine subéquatorial. Cependant, dans la partie sud du Couffo (de Lon Agonmè l'exutoire Couffonou), couverte par le grès perméable, on note un écoulement presque pérenne. Ce sous-bassin présente un temps de réponse (intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie nette et de l'écoulement de surface) aux pluies légèrement plus court que celui du Mono, dont il était de plus de trois voire quatre mois avant la construction du barrage. Cette différenciation des temps de réponse des deux sous-bassins semble liée à différents facteurs comme la nature du substratum géologique ou encore les états de surface (cf. chapitre 4). Sur la figure 3.22, la légère baisse du débit en août traduit l'impact de la petite

saison sèche en domaine subéquatorial. Le temps de réponse du Couffo à la petite saison sèche est donc simultané à l'échelle mensuelle. Cela témoigne sans doute de la faiblesse des réservoirs souterrains. Ainsi, les deux phénomènes sont à peu près concomitants.

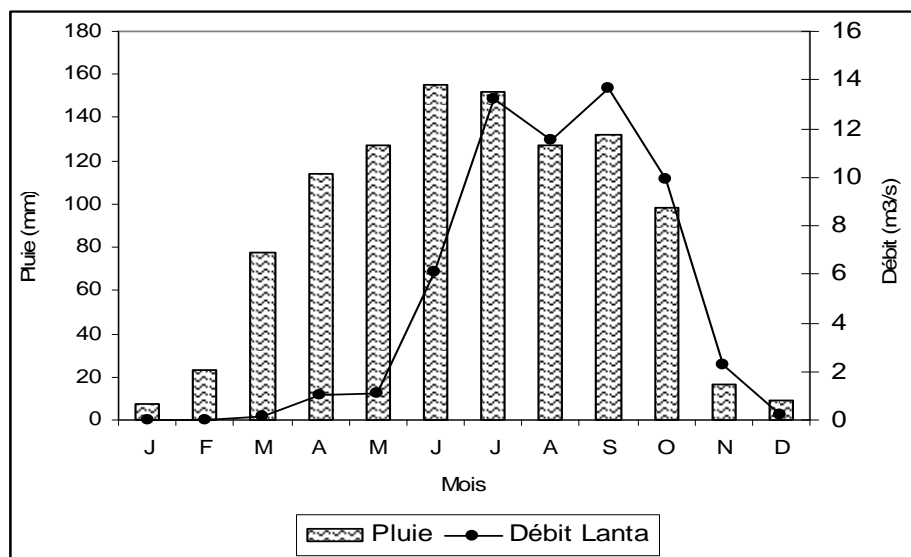


Figure 3.22 : Variation mensuelle moyenne de pluie/débit dans le sous-bassin-versant du Couffo à Lanta, de 1961 à 2000.

Entre décembre et février, au nord du bassin, on observe un faible débit moyen de $0,1 \text{ m}^3/\text{s}$, associé à la saison sèche. L'assèchement saisonnier du lit est encore perceptible de nos jours, malgré la légère reprise pluviométrique enregistrée dans les années 1990 (photo 3.1). Même si l'absence d'autres stations hydrométriques sur le domaine du socle et à l'exutoire ne permet pas d'apprécier finement le fonctionnement du sous-bassin, nos observations de terrain en périodes sèche et humide en d'autres points du bassin ont confirmé l'évolution de l'écoulement à Lanta.



Cliché Amoussou, février 2005

Photo 3.1 : Assèchement du lit dans le nord et le centre du sous bassin-versant du Couffo.

On retiendra l'assèchement temporaire et persistant en amont de Lanta pendant certains mois de l'année et la baisse sensible du niveau des réservoirs souterrains qui laisse entrevoir une pénurie d'eau pour les prochaines décennies.

3.2.1.2. Le régime moyen mensuel du fleuve Mono

Comme plusieurs chercheurs (Rossi et Blivi, 1995 ; Blivi, 2000a ; Klassou, 1996 ; Pérard *et al*, 2007) l'ont déjà souligné, le barrage de Nangbéto a induit un nouveau régime hydrologique pour le Mono, marqué par les lâchers d'eau. Il est donc souhaitable d'étudier ce régime avant et après la mise en service du barrage. On distingue ainsi le régime « naturel » et le régime « artificiel ».

3.2.1.2.1. Avant la construction du barrage de Nangbéto : le régime « naturel »

Avant 1987, le sous-bassin-versant du Mono est caractérisé par un écoulement important de juin à novembre (figure 3.23), avec un maximum de débit en septembre (423,10 m³/s), qui suit de peu le maximum pluviométrique du mois d'août sur la partie supérieure du bassin. Le minimum est atteint en mars avec un débit moyen de l'ordre de 1,48 m³/s.

La figure 3.23 indique un écoulement presque nul dans le bassin de décembre à mai. Les trois premiers mois de pluie (mars-mai) permettent la saturation des premiers horizons du sol, et c'est en juin que l'écoulement s'étoffe.

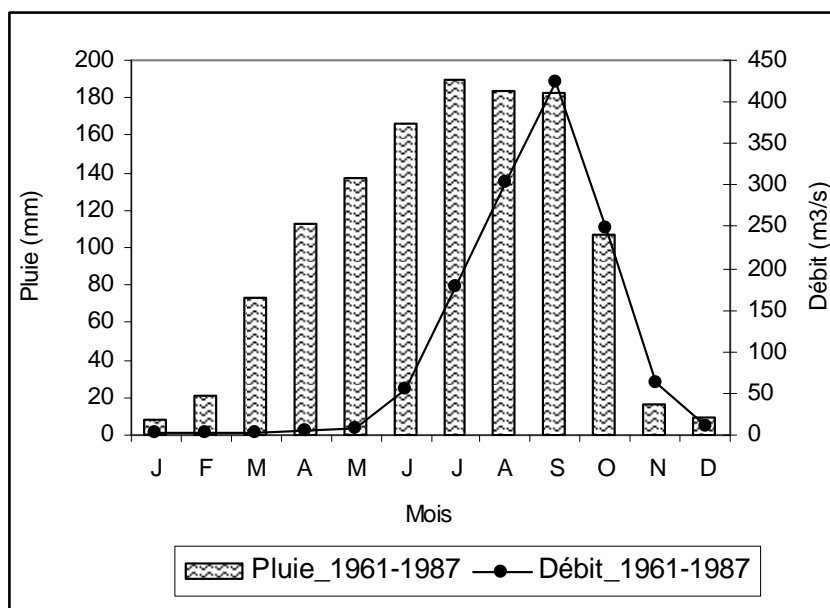


Figure 3.23 : Variation mensuelle moyenne de la lame d'eau précipité/lame d'eau écoulee dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiéme, de 1961 à 1987.

Ainsi, le fleuve Mono a globalement un régime hydrologique de type pluvial tropical, bien qu'il subisse aussi l'influence du climat subéquatorial (Houndéno, 1992 ; Amoussou *et al.*, 2007). Ce régime est très lié à la pluviosité. Ainsi, la distribution des débits mensuels du Mono évoque une similitude avec celle des lames d'eau précipitée du domaine tropical et exclusivement pluvial. Mais, depuis 1988 et la mise en service du barrage de Nangbéto, le régime hydrologique du Mono a connu de grandes modifications.

3.2.1.2.2. Après la construction du barrage de Nangbéto : le régime « artificiel »

➤ L'évolution des apports d'eau dans la retenue de Nangbéto

L'évolution annuelle des volumes apports d'eau du Mono en amont du barrage et des volumes d'eau lâchée par la centrale (figure 3.24a) montre de façon générale que les lâchers d'eau sont proportionnels aux volumes d'eau apportée par le fleuve Mono. Cependant, en 1990, on constate que les lâchers d'eau sont supérieurs aux apports du Mono. Ceci signifie qu'il arrive que les stocks d'eau d'une année soient utilisés pour l'année suivante. Etant donné que la capacité de la retenue est de 1 715 Mm³, les surplus d'eau stockée (volume apport Mono - volume d'eau lâchée par la centrale) dans la retenue entre juillet et septembre (figure 3.24b) de chaque année hydrologique sont utilisés pour les mois d'étiage.

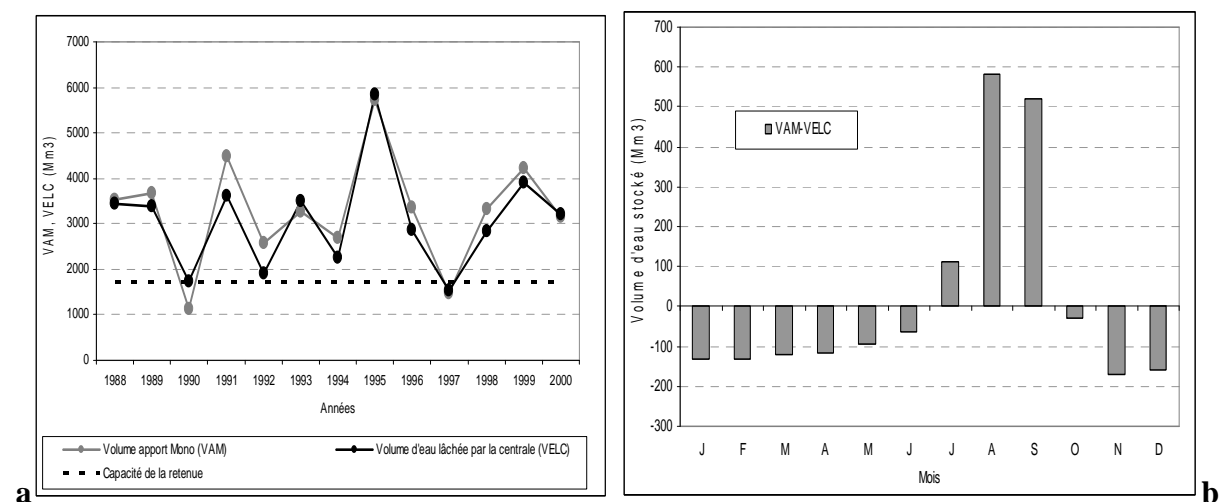


Figure 3.24 : Variation annuelle des apports d'eau du Mono en amont et volume d'eau lâchée par la centrale et le volume d'eau stockée dans la retenue.

Cela témoigne que le barrage de Nangbéto ne pourrait produire suffisamment de l'énergie électrique qu'au moins au cours des 90 jours (juillet-septembre) de l'année si seulement si les quantités de lames d'eau précipitée entre 1988-2000 sont maintenues ou augmentent. C'est l'importance des lâchers d'eau qui détermine la quantité « turbinée » et celle d'hydroélectricité. Ainsi, en 1989, avec 3 374 Mm³, le barrage a produit 190 166 MWh

d'énergie contre 94 544 MWh en 1990, avec 1 722 Mm³. La baisse des lâchers d'eau vont diminuer la production énergétique et le débit d'étiage à Athiémé. Cette diminution de la production énergétique entraînerait ainsi un délestage entre les deux pays (Togo et Bénin).

➤ **Le régime « artificiel » du fleuve Mono**

Depuis la construction du barrage hydroélectrique de Nangbéto, est intervenu un bouleversement du régime du fleuve Mono, avec un écoulement devenu permanent et un écrêtage relatif des débits de crue (figure 3.25 et 3.26). Le maximum de débit est toujours atteint en septembre. On a observé une réduction de 3,2 % (donc très modérée) du débit maximum (409,7 m³/s) et une augmentation marquée du débit minimum (52,6 m³/s) de 97,2 %. En effet, les débits d'étiage sont gonflés par les lâchers d'eau du barrage (figure 3.27). En même temps, le barrage a diminué l'amplitude et la durée des inondations dans le système lagunaire (Roche International, 1999). C'est l'ensemble de la dynamique hydrologique du cours inférieur du fleuve qui a été modifié.

La décrue sur la période 1961-1987 (figure 3.26) est plus rapide que celle de 1988-2000. Ceci traduit sans doute une baisse du coefficient de tarissement, et donc sans doute une légère hausse du niveau moyen des nappes.

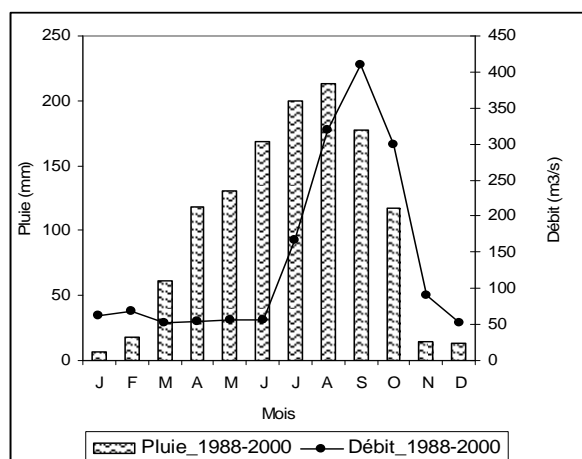


Figure 3.25 : Variation mensuelle moyenne de la lame d'eau précipité/lame d'eau écoulee dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé (1988-2000).

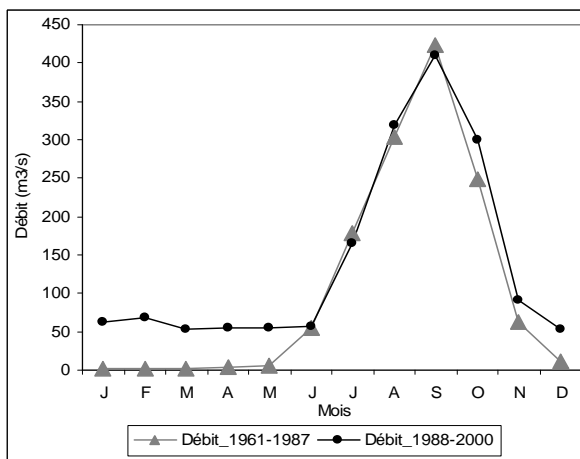


Figure 3.26 : Variation mensuelle moyenne des écoulements du Mono à Athiémé avant et après la construction du barrage de Nangbéto.

Même si l'évolution récente du régime hydrologique dans la basse vallée du complexe est tributaire des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto (figure 3.27), la légère augmentation des précipitations (2% soit 30,96 mm) de 1988 à 2000 (figure 3.28) en amont de la station hydrométrique d'Athiémé, associée aux lâchers d'eau du barrage a aussi contribué à cette

évolution avec une augmentation du débit de l'ordre de 30 %, soit 47,41 mm. Ainsi, le stockage d'eau dans la retenue de Nangbéto effectué au cours des mois humides (juillet à septembre), a également soutenu les écoulements en mois secs.

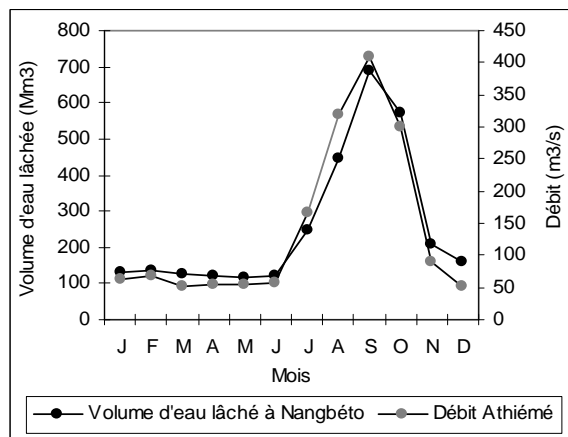


Figure 3.27 : Variation des volumes d'eau lâchés et débit à la station d'Athiémié (1988-2000).

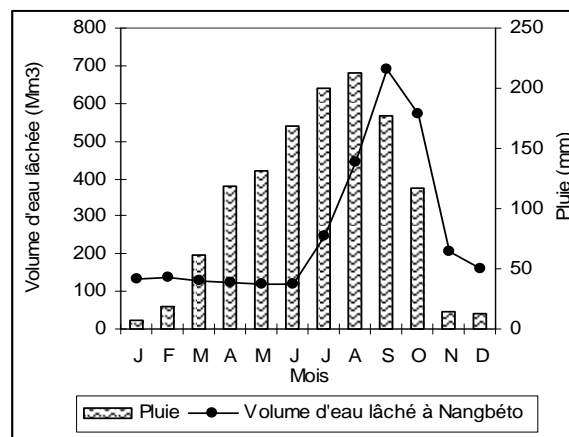


Figure 3.28 : Variation des volumes d'eau lâchés et des précipitations du bassin de 1988 à 2000.

En général, les maxima de débit sont enregistrés dans le même mois que le maximum des lâchers d'eau et un mois après l'enregistrement du maximum pluviométrique. Cela montre néanmoins que des lâchers d'eau sont rythmés sur les précipitations.

Dans le sous-bassin, pendant les mois secs de la sous-période 1988-2000, on a enregistré une augmentation de l'écoulement de 97 % et de 4 % pour les mois humides par rapport à la période d'avant 1987.

Les lâchers d'eau sont aussi responsables des apports de charges solides plus importants dans la basse vallée comme nous l'étudierons dans le chapitre 5 et comme l'ont souligné Rossi et Blivi (1995) ; Rossi (1996) ; Blivi (2000a et 2001) ; Blivi *et al.* (2002) ; Pérard *et al.* (2007).

L'étude du bilan climatique avant et après le barrage a permis de souligner une fois encore l'impact de la légère reprise pluviométrique dans la dynamique de l'écoulement. Ainsi, la disponibilité en eau dans le complexe entre juin et septembre est beaucoup plus importante pendant la période 1988-2000 que pendant la période 1965-1987 (figure 3.29).

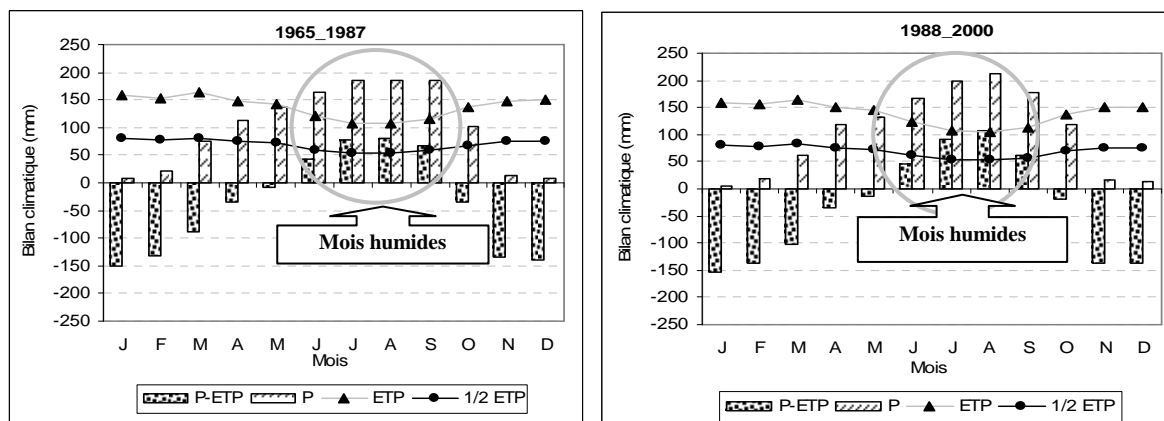


Figure 3.29 : Variation saisonnière du bilan climatique dans le bassin-versant avant et après la construction du barrage de Nangbéto.

En définitive, l'analyse à l'échelle mensuelle du bilan climatique montre que les mois secs sont restés secs entre novembre et avril et que les excédents pluviométriques se produisent de juin à septembre, avec un surplus plus important entre 1988 et 2000 qu'entre 1961 et 1987. Il ressort aussi de cette analyse qu'au-delà de la variabilité pluviométrique, l'évapotranspiration est aussi un facteur potentiel conditionnant la disponibilité des ressources en eau. Ainsi, la pérennité de l'écoulement dans le bassin serait la conjugaison de la variabilité des précipitations, de l'évapotranspiration et de l'aménagement hydraulique de Nangbéto.

L'étude de la variabilité interannuelle de l'écoulement doit permettre de mieux cerner l'influence du climat et des autres forçages sur l'écoulement.

3.2.2. L'évolution interannuelle de l'écoulement (1961-2000)

L'objectif de cette section est d'étudier la variabilité des débits d'écoulement dans le bassin et de déterminer les années hydrologiquement déficitaires et excédentaires (figure 3.30), en tentant d'identifier et d'analyser les facteurs de ces fluctuations.

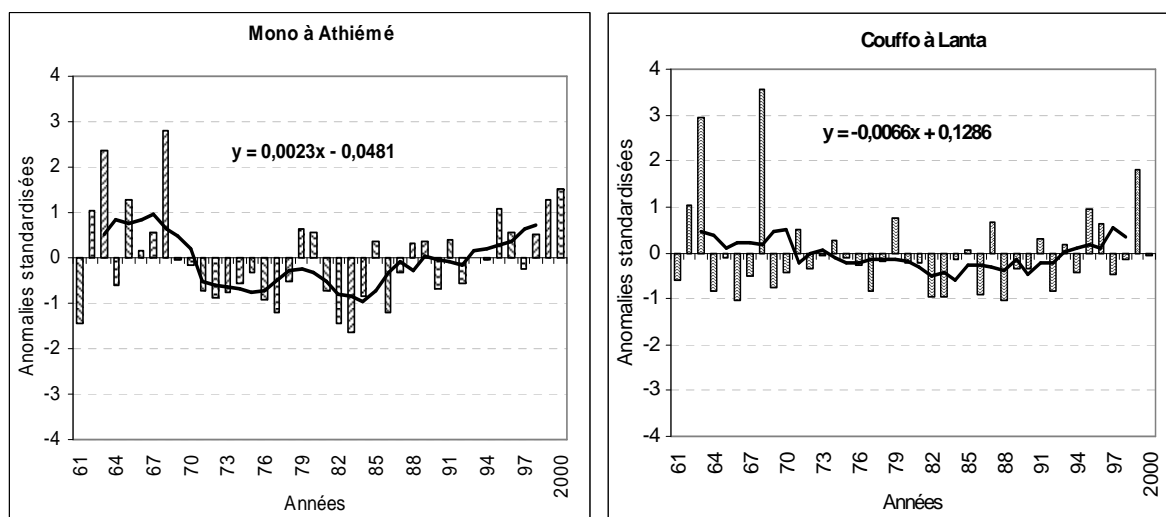


Figure 3.30 : Variabilité interannuelle du débit dans le bassin du complexe de 1961-2000.

Dans la période d'étude, les épisodes de plus forts débits dans le bassin sont les décennies 1961-1970 et 1991-2000, marquées respectivement par une pluviométrie globalement excédentaire et par les crues de 1962, 1963 et 1968 ; 1995 et 1999 (figure 3.24). En revanche, les décennies 1970 et 1980 ont connu des déficits d'écoulements (tableau 3.II) par rapport à la moyenne 1961-2000 (119 m³/s). À ce titre, on notera que les années 1976, 1977, 1982, 1983 et 1987 ont des déficits particulièrement marqués dans les deux sous-bassins-versants. En moyenne, le débit des années 1971-1990 pour le Mono à Athiémé est en baisse de 44 % (86,6 m³/s) par rapport à celui de la décennie 1961-1970 (155,6 m³/s), et pour le Couffo à Lanta, il est en baisse de 50 % (3,6 m³/s) de 1971-1990 par rapport à celui de la décennie 1961-1970 (7,25 m³/s). Le débit moyen est de 118,97 m³/s à Athiémé et de 4,9 m³/s à Lanta, de 1961 à 2000.

Tableau 3.II : Évolution décennale des débits moyens (m³/s) dans les sous-bassins-versants du complexe.

	1961-1970	1971-1980	1981-1990	1991-2000
Mono à Athiémé	155,59	89,96	83,21	147,12
Couffo à Lanta	7,25	4,38	2,59	5,67

Malgré la remontée des débits au cours des années 1990, on n'atteint pas les moyennes d'écoulement de la décennie 1960, surtout pour le Couffo. Par exemple, les crues du Mono à Athiémé en septembre ont été beaucoup plus importantes dans les années 1960 (423,10 m³/s) que pendant le même mois des années 1990 (409,68 m³/s). Il en va de même sur le Couffo à Lanta (16 m³/s contre 11,85 m³/s). La baisse des pluies des années 1970 paraît maintenir son impact sur les écoulements, traduisant un long temps de réponse du système hydrologique.

L'étude des corrélations pluie/débit permet de vérifier cette hypothèse et de montrer ainsi la dépendance de l'écoulement des lames d'eau précipitées.

3.2.3. Recherche de corrélations précipitations/débits dans le bassin-versant

La figure 3.31 décrit la corrélation pluie/écoulement annuel de 1961 à 2000 dans les sous-bassins du Couffo à Lanta ($r = 0,71$) et du Mono à Athiémé ($r = 0,77$). Elle montre que l'écoulement du Couffo à Lanta débute quand les précipitations atteignent 600 mm alors que sur le Mono à Athiémé, il faut attendre 800 mm. Ceci s'explique par la différence de temps de réponse de l'écoulement entre les deux sous-bassins-versants lié en particulier à l'importance de la taille des réservoirs souterrains.

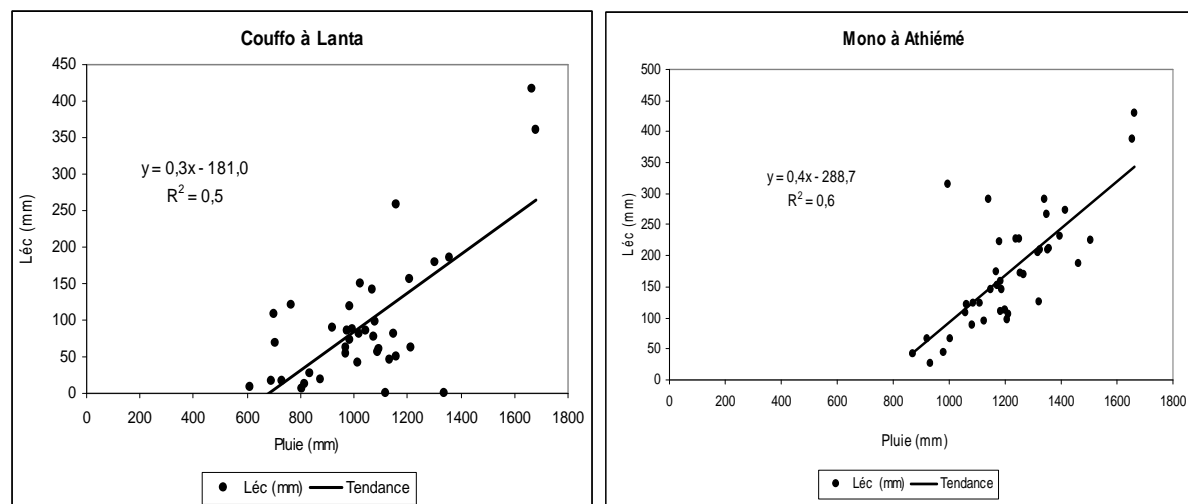


Figure 3.31 : Corrélation écoulement (Léc)/pluie dans le bassin-versant du complexe de 1961 à 2000.

Toutefois, cette forte valeur de corrélation ($r = 0,77$) sur le Mono à Athiémé représente deux réalités (figure 3.32). La corrélation est en réalité très faible ($r = 0,18$) après la construction du barrage de Nangbéto (1988-2000) et très forte ($r = 0,86$) avant la construction (1961-1987). Une analyse plus détaillée des données montre que cette faible corrélation après 1987 est liée aux données de l'année 2000 (encerclé sur la figure 3.32 à droite) et, en excluant cette année, la corrélation est forte ($r = 0,75$). Il y a donc sans doute une erreur sur les valeurs de cette année-là. Une discussion détaillée se fera plus loin sur cette année 2000. Une comparaison nous a permis de constater aussi une faible corrélation ($r = 0,27$) pour le Couffo à Lanta entre 1988 et 2000 contre 0,88 de 1961 à 1987. Les faibles corrélations observées dans la décennie 1990 pourraient être liées à la qualité des données.

La figure 3.32 montre par ailleurs que la variabilité interannuelle des écoulements a diminué dans la période post barrage (1988-2000). Toutefois, cet effet n'est que partiel. Klassou (1996) rappelle que la variabilité de l'écoulement dépend également en partie des apports des affluents Amou et Kra (situés entre Nangbéto et Athiémé).

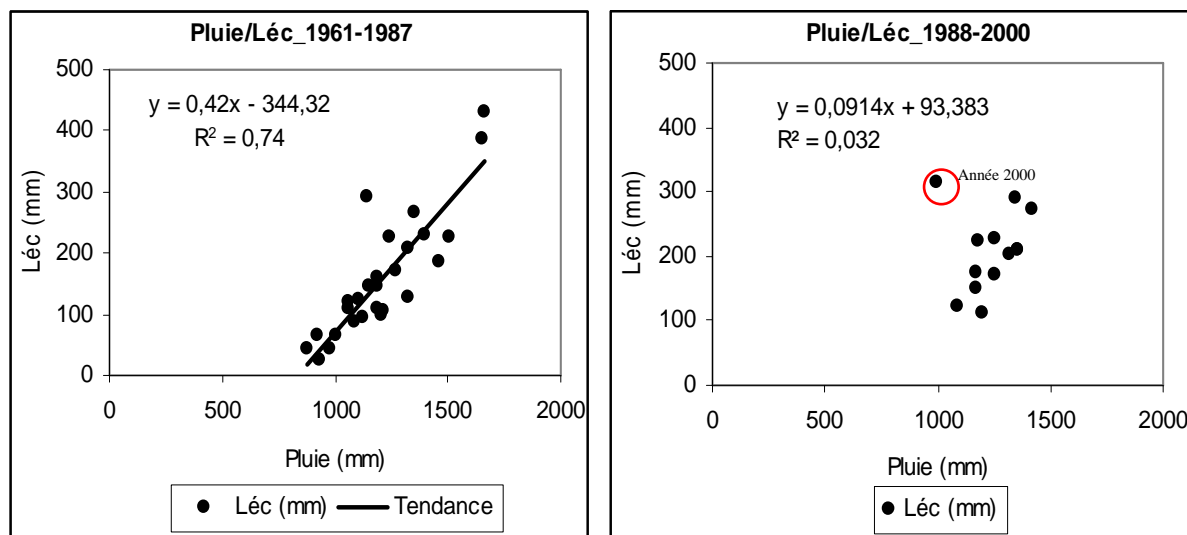


Figure 3.32 : Corrélation écoulement (Léc)/pluie avant et après la construction du barrage de Nangbéto, dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé.

En tout cas, l'influence des lâchers d'eau sur son régime n'est pas négligeable comme l'indique la forte corrélation ($r=0,71$) entre les variations du volume d'eau lâchée et le débit du Mono à Athiémé (figure 3.33).

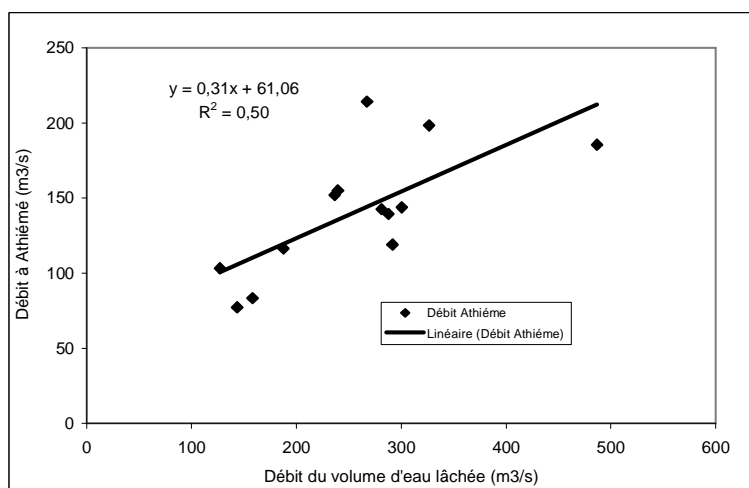


Figure 3.33 : Corrélation débit /volume d'eau lâchée dans le bassin-versant de 1988 à 2000.

Source : CGILE, 2006

Si l'écoulement dans le bassin est modifié suivant l'intensité des lâchers d'eau, on doit toutefois rechercher des corrélations interannuelles pluie/débit au pas de temps mensuel afin

de mieux cerner la contribution spatio-temporelle des précipitations dans la variabilité des écoulements.

3.2.4. Analyse spatio-temporelle des relations entre débits mensuels du Mono et précipitations dans le bassin-versant

Il s'agit d'analyser les corrélations pluie/débit mois par mois de 1961-2000. Les cartes des corrélations entre les pluies dans les différentes parties du bassin-versant et l'écoulement du Mono à Athiémé permettent par ailleurs d'apprécier la répartition des lames d'eau précipitée dans le bassin. Les corrélations pluie/débit des mois en cours et des mois de l'année précédente, nous aident à apprécier le rôle du substratum géologique en place dans la dynamique d'écoulement du bassin-versant. Notons également que, comme les résultats de corrélations sur les deux sous-périodes sont quasi identiques, nous ne les avons pas séparées dans cette analyse.

La corrélation pluie/débit (figure 3.34) des quatre mois de plus hautes eaux du Mono à Athiémé traduit la dépendance de l'écoulement de la lame d'eau précipitée à l'amont de la station de 1961 à 2000.

Les fortes corrélations pluie/débit dans la plus grande partie du bassin sont le plus souvent significatives à 95 % ; cependant, la dépendance du débit des pluies de la partie aval (ou amont) décline (ou augmente) en cours de saison. Les pluies dans la région d'Athiémé contribuent de façon significative à la variabilité de l'écoulement de juillet, mais encore plus à celui de septembre et d'octobre. Dans tout le nord du bassin, cette corrélation est plus forte en septembre-octobre qu'en juillet-août. Là encore, on peut évoquer le « temps de réponse » du système hydrologique : les premières pluies participent d'abord à la saturation du sol et/ou au remplissage des réservoirs souterrains et de la retenue, d'autant que le socle occupe la plus grande partie du bassin-versant et que les réservoirs souterrains tendent à se vider régulièrement. Les fortes corrélations pour la partie centrale du bassin, ne seraient rien d'autre la présence des quatre types de régime pluviométrique, identifiés plus haut.

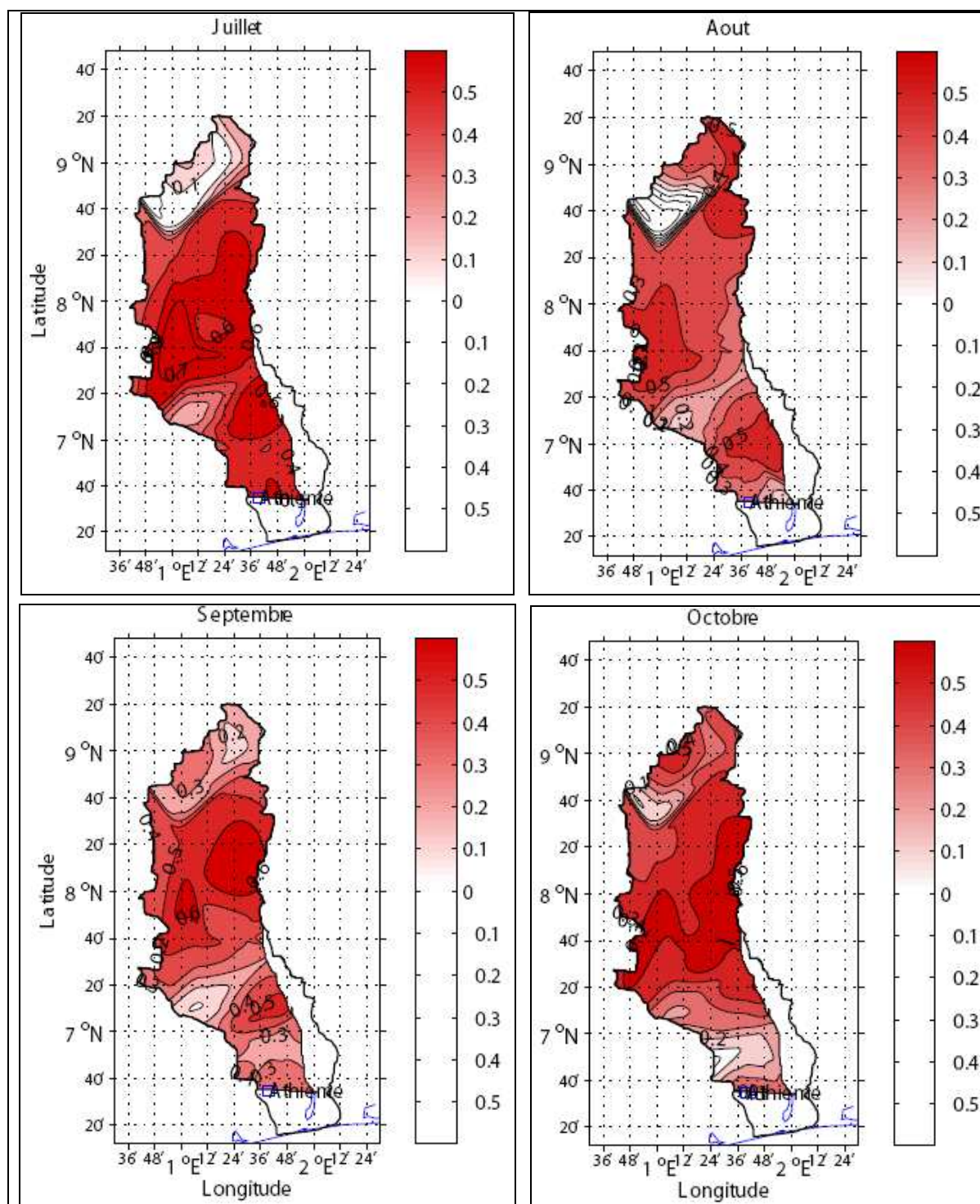


Figure 3.34 : Corrélation synchrone entre pluies/débits (1961-2000) à la station hydrométrique d’Athiémé.

NB : Les corrélations supérieures à 0,3 sont significatives au seuil de 95 % (test de Pearson).

Dans un second temps, on procède à un calcul de corrélations décalées entre le débit d’un mois donné, et les pluies des mois (et années) précédents, moyennées sur l’ensemble du sous-bassin (figure 3.35). On constate que les fortes corrélations pluie/débit sont observées entre les mois en cours et surtout les mois humides. Ces corrélations sont plus significatives (99 %) entre septembre-octobre qu’entre juillet-août (95 %), ce qui est conforme aux cartes de

corrélations. Le temps de réponse du sous-bassin le justifie car, au cours de ces mois (juillet-août), le réservoir n'est pas encore suffisamment rempli. On note aussi une bonne corrélation pluie/débit au cours des mois humides de l'année précédente. Les corrélations restent cependant modérées mais elles révèlent l'impact de la taille du réservoir souterrain, le rôle régulateur joué par les aquifères en place et celui des lâchers d'eau du barrage.

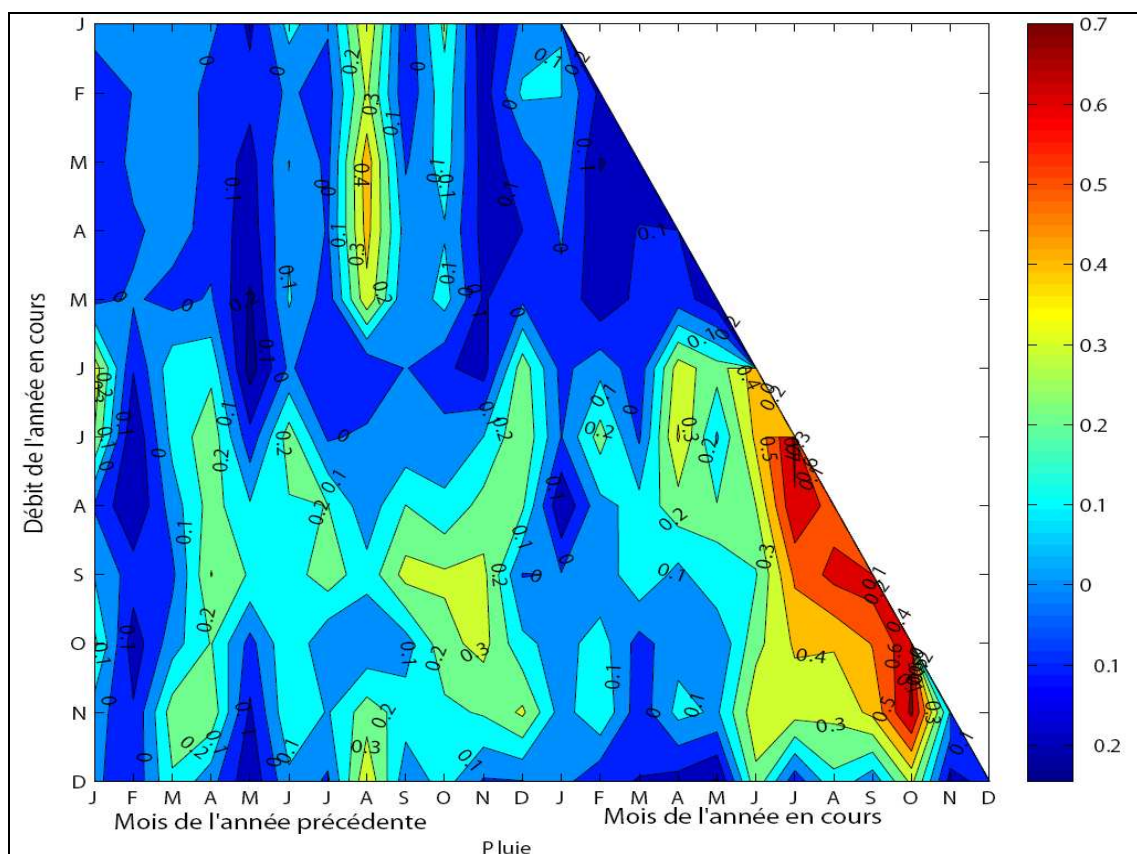


Figure 3.35 : Corrélations entre les variations interannuelles (1961-2000) des débits mensuels du Mono à Athiémé et les précipitations mensuelles dans le bassin, avec et sans décalage temporel.

NB : La diagonale signale les corrélations synchrones. Les corrélations au-dessous et à gauche de cette ligne désignent les corrélations entre précipitations d'un mois donné et les débits des mois suivants. Le seuil de significativité à 99 % est égal à 0,413.

De la figure 3.35, on constate que l'écoulement pendant les hautes eaux est principalement lié aux précipitations des mois précédents (juin, juillet, août...). Au cours des mois humides, on remarque que la réponse du bassin à l'écoulement est rapide et que les corrélations maximales, sont soit synchrones, soit décalées d'un mois. Par contre, les écoulements des mois d'étiage (décembre à mars) sont liés quasi exclusivement aux précipitations des mois de l'année précédente et plus précisément le mois d'août.

L'étude des variations saisonnières des écoulements en années à pluviométrie exceptionnelle permet d'affiner l'étude du fonctionnement des deux sous-bassins-versants.

3.2.5. Variations saisonnières des débits en années exceptionnelles

La section 3.1.2.4 a montré la forte variabilité des pluies et a permis de sélectionner deux années exceptionnellement pluvieuses (1968, 1999) et deux années déficitaires (1983, 2000). Nous tentons de mesurer leur impact sur l'écoulement.

➤ Les années humides (1968, 1999)

La figure 3.36 traduit l'évolution mensuelle des débits au cours des années 1968 et 1999, avec des débits plus importants en juillet et octobre 1968 qu'en 1999. Toutefois, en 1999, l'étiage sur le fleuve Mono est moins prononcé qu'en 1968. En 1999, dans le sous-bassin-versant du Mono, la période de basses eaux a connu un excédent de 47 % pour un excédent pluviométrique de 10 % par rapport à l'année 1968. Cette augmentation du débit de décembre à juin s'explique bien évidemment par les effets des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto.

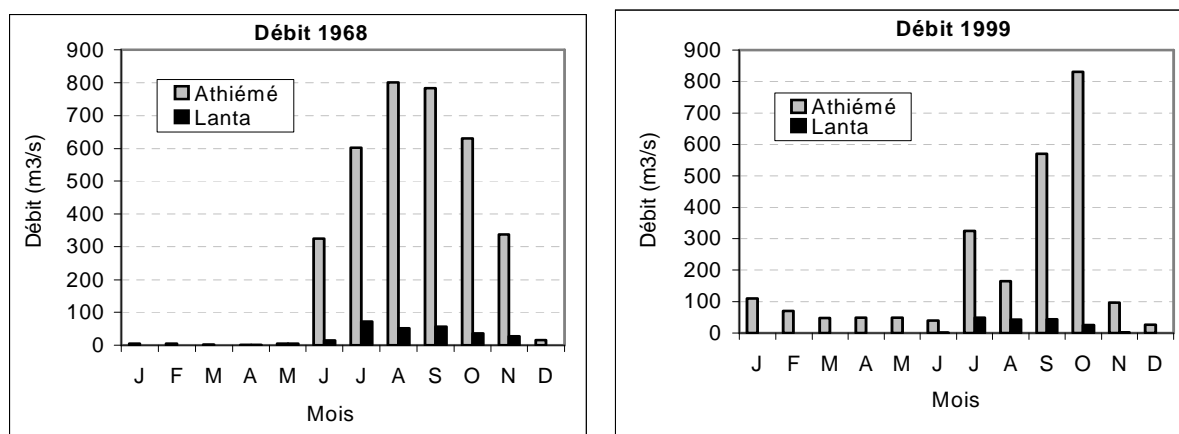


Figure 3.36 : Variation des débits moyens mensuels des années exceptionnellement excédentaires dans le bassin-versant Mono-Couffo.

Les excédents de débit de ces deux années (1968, 1999) par rapport au débit moyen de la période d'étude sont évidemment liés à ceux des précipitations observées. Par rapport au débit moyen (1961 à 2000), l'abondance est plus prononcée en 1968 (60 % soit 174 m³/s) qu'en 1999 (40 % soit 79,34 m³/s) dans le sous-bassin du Mono, contre 78 % (17,28 m³/s) et 65 % (8,78 m³/s) dans le Couffo. Les forts débits des mois de juillet, août, septembre et octobre ont connu une baisse de 21 % en 1999 par rapport à 1968, dans le sous-bassin du Mono et de 8 % dans le Couffo. Ces baisses d'écoulement observées sont induites respectivement par une baisse des précipitations de 16 % (160 mm) et de 29 % (308 mm). Cette baisse de la

pluviométrie a accru la baisse de l'écoulement, avec des périodes de basses eaux très marquées et par conséquent favoriserait la dégradation de l'écosystème.

➤ **Les années sèches (1983, 2000)**

Les années 1983 (899 mm) et 2000 (947 mm) ont connu des précipitations très inférieures à la normale (1 177 mm). Cette situation de 1983 a provoqué une baisse de l'écoulement dans le bassin-versant avec un débit maximum inférieur à 90 m³/s du Mono à Athiémé et presque nul dans le sous-bassin du Couffo (figure 3.37). Dans les deux sous-bassins, le déficit de 1983 est sans doute le plus marqué de la période d'étude, beaucoup plus profond que celui observé en 2000.

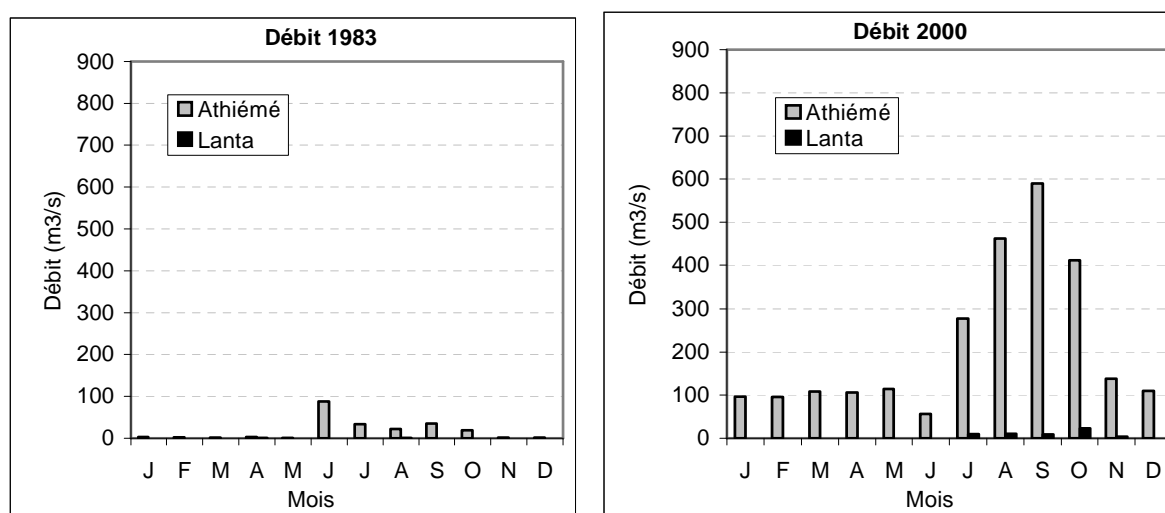


Figure 3.37 : Variation des débits moyens mensuels en années exceptionnellement déficitaires dans le bassin-versant du complexe.

Le déficit pluviométrique exceptionnel en intensité de l'année 1983 par rapport à la moyenne de 1961-2000, a conduit à une baisse de 85 % de l'écoulement dans le sous-bassin du Mono et de 94 % dans celui du Couffo, ce qui représente un déficit, respectivement trois et quatre fois plus sévère que celui observé pour les précipitations.

La figure 3.37, souligne qu'avec un déficit pluviométrique de 20 % en 2000 sur l'ensemble de son bassin, le Couffo a connu un déficit de débit de 4 % et dans le même temps, le Mono à Athiémé, a enregistré un excédent de 80%. L'écart important entre le déficit pluvieux et l'augmentation de l'écoulement semble indiquer qu'en 2000 le réservoir du sous-bassin du Mono n'est pas totalement vide avant les saisons des pluies. On pourrait expliquer ce phénomène en partie par les lâchers d'eau du barrage et par la nature géologique notamment la prépondérance des roches métamorphiques peu transformés qui sont plus susceptibles à l'infiltration.

En 2000, le scénario est très différent du fait des effets du barrage de Nangbéto. En effet, en 1986 par exemple, avec un déficit pluviométrique de 18 % sur le Mono, on a enregistré un déficit de débit de 86 %. Ce fonctionnement hydrologique de 2000 souligne donc l'impact de la mise en eau (stockage) du barrage de Nangbéto pour la production d'énergie. Le barrage est donc le responsable plausible (sauf d'éventuelles erreurs de mesure) de la modification du fonctionnement du fleuve Mono à Athiémé.

Si on considère l'évolution de l'écoulement journalier (figure 3.38 à gauche), on constate que l'écoulement sur tous les mois de l'année 2000 dans le sous-bassin du Mono n'est pas seulement lié à la pluviométrie de l'année en cours, mais à celle de l'année précédente (1999), qui a permis un stockage d'eau dans la retenue. À cela s'ajoute en partie le rôle de la vidange de la nappe. Dans la relation pluie/écoulement de l'année 2000 (figure 3.38 à droite), à pluviométrie nulle, correspond un écoulement moyen de 9,84 mm. On voit, là encore que les lâchers d'eau sont l'un des facteurs importants qui conditionnent aujourd'hui le fonctionnement hydrologique du complexe, car les stocks d'eau dans la retenue sont lâchés principalement pendant l'étiage. Ces eaux stockées dépendent évidemment des précipitations et elles peuvent contribuer à l'écoulement de l'année suivante. On peut donc penser que l'abondance de l'écoulement de l'année 2000 est en partie liée à l'abondance pluviométrique de l'année 1999, les aquifères ayant conservé le surplus.

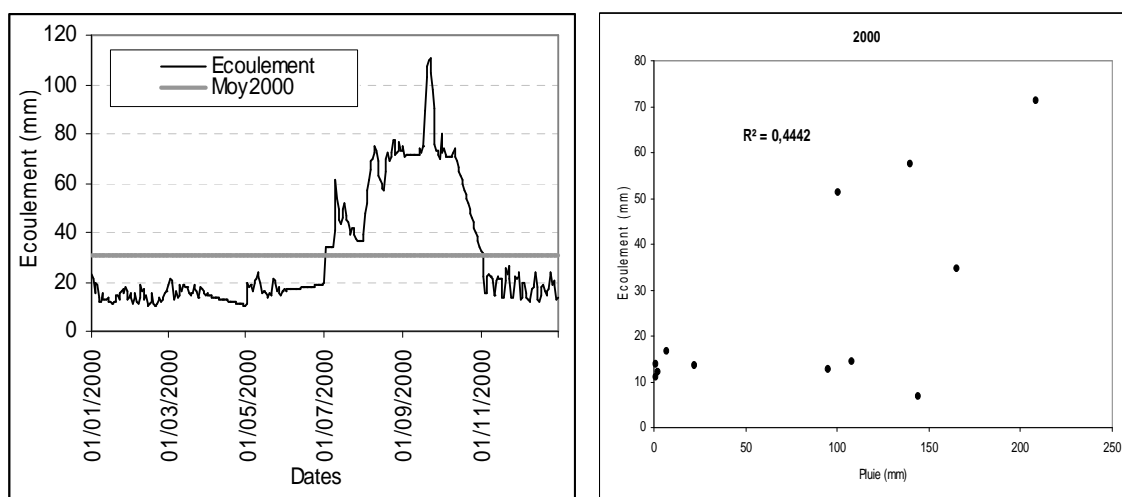


Figure 3.38 : Variations journalières de l'écoulement (à gauche) et des corrélations pluie/écoulement moyen (à droite) dans le bassin à Athiémé en 2000.

L'étude des variations du coefficient d'écoulement permet de mieux cerner l'impact des formations géologiques du bassin-versant sur l'écoulement.

3.2.6. Analyse du coefficient d'écoulement

Le coefficient d'écoulement du bassin reflète, certes, les variations de l'apport pluviométrique, mais il traduit aussi le rôle du substratum géologique et l'impact de l'évolution des états de surface (qui sera abordée au chapitre 4).

Pour la période 1961-2000, le coefficient d'écoulement moyen (figure 3.39) est de 8 % dans le sous-bassin du Couffo et de 14 % dans le sous-bassin du Mono à Athiémé. Ces valeurs reflètent l'influence de facteurs du milieu, notamment la variation des lames d'eau précipitée, de l'augmentation de l'ETP, l'évolution de l'occupation des terres et la présence d'une couverture partielle en grès (mais très réduite en amont de notre bassin). Ce dernier facilite l'infiltration. Ainsi, les réserves souterraines conservées dans les arènes gréseuses atténuent les étiages (Mounier *et al.*, 1993). Dans le sous-bassin du Mono à Athiémé, le coefficient d'écoulement est de 12 % avant l'installation du barrage de Nangbéto et il est de 17 % après. Le coefficient annuel est quasi stationnaire dans le sous-bassin du Couffo de 1961 à 2000, ce qui est logique.

Le sous-bassin du Couffo s'étend en amont de la station de Lanta de 90 % sur des formations de socle où l'infiltration est faible. Le cours supérieur du Couffo, à couvert végétal dégradé (Amoussou, 2005), avec un réservoir souterrain de très petite taille, connaît une très faible augmentation du coefficient d'écoulement malgré la légère reprise pluviométrique. Ainsi, les faibles réserves en eau des premiers horizons du sol alimentent modestement la rivière et dont l'écoulement s'arrête vite après l'arrivée de la lame d'eau précipitée. Avec un substratum peu perméable et une forte évaporation, le régime hydrologique suit le régime pluviométrique. Ce phénomène n'est pas isolé dans la sous-région, et il souligne la faible influence de la variabilité interannuelle des écoulements souterrains sur les hydrogrammes annuels dans le cas d'un substratum peu perméable (Mahé *et al.*, 2000). Le fort déficit pluviométrique et la forte évapotranspiration qui se sont manifestés dans la décennie 1980, associés à la pression anthropique (Amoussou *et al.*, 2006a) continuent de nos jours à marquer la variation des écoulements dans le sous-bassin du Couffo en particulier, l'irrégularité des crues et des assèchements rapides de la rivière.

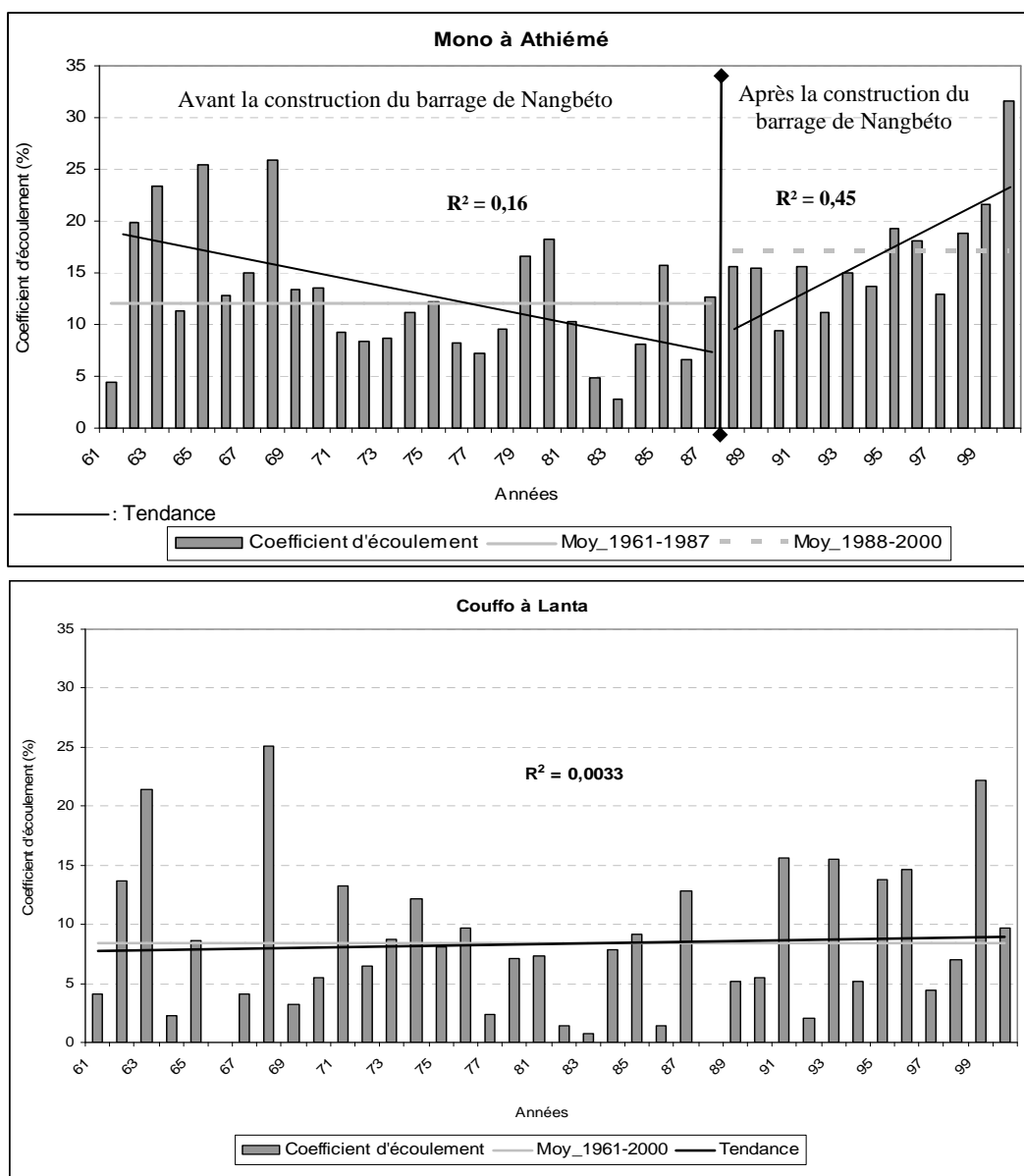


Figure 3.39 : Variabilité du coefficient d'écoulement dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

L'augmentation du coefficient d'écoulement du Mono à Athiéme entre 1988 à 2000 est significative au seuil de 1 % d'erreur, alors qu'on a enregistré dans la même période, une forte évapotranspiration potentielle, une forte évaporation augmentée par le stockage d'eau de la retenue du barrage et une faible reprise des pluies. Dans cette situation, on devait s'attendre à une diminution du coefficient d'écoulement. Cependant, dans le même temps on a noté une légère augmentation des lames d'eau précipitées, et que celle-ci est plus accentuée sur les mois humides que sur les mois secs à forte évapotranspiration. À cet effet, le fonctionnement hydrologique du Mono à Athiéme de 1988 à 2000 dépend non seulement des eaux lâchées du barrage, mais aussi de la répartition temporelle de la variation des pluies et de la dynamique des états de surface. Une autre hypothèse recevable pour expliquer l'augmentation du coefficient d'écoulement serait une diminution de l'évaporation due à la dégradation par

endroits de la végétation. Mais la figure 3.40 qui montre une diminution du coefficient d'écoulement de 1988 à 2000 sur le Couffo à Lanta à régime naturel témoigne que l'augmentation du coefficient d'écoulement mensuel sur le Mono dans la même période est avant tout liée aux effets du barrage.

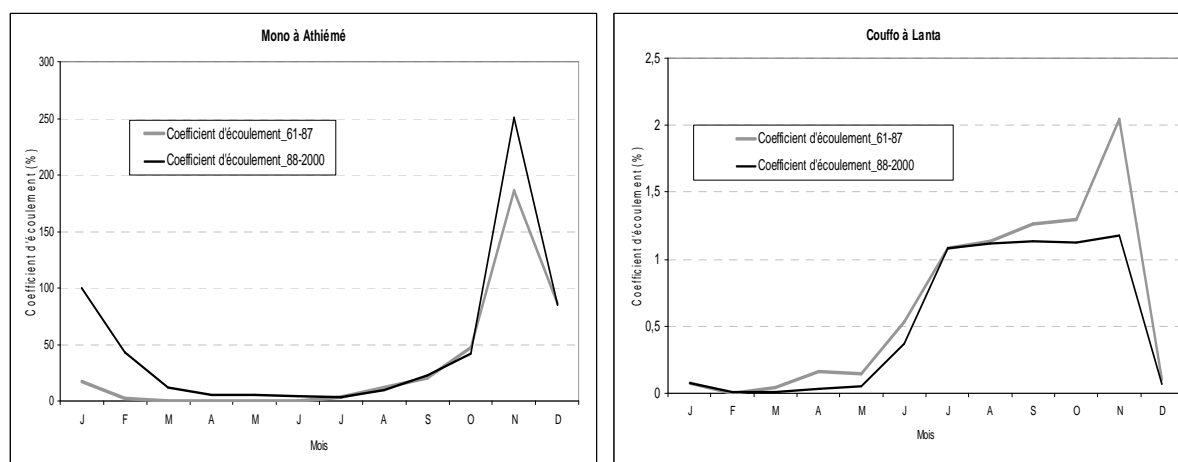


Figure 3.40 : Variation mensuelle du coefficient d'écoulement dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo de 1961 à 2000.

L'étude du coefficient de tarissement permettra de mettre l'accent sur le rôle joué par le substratum géologique dans la dynamique des écoulements.

3.2.7. Analyse du coefficient de tarissement dans le bassin-versant

La méthode utilisée pour cette analyse est celle de la loi de Maillet. Le coefficient de tarissement est proportionnel à la vitesse de vidange de l'aquifère et il augmente en période de sécheresse (Mahé *et al.*, 2000). Selon Olivry *et al.* (1993), il permet également d'apprécier l'état des « entrées » d'eau qui contribueraient à la modification apparente des relations pluie/débit observées sur les bassins fluviaux. Il permet ainsi de comparer l'évolution de l'eau de surface et le stockage de l'aquifère afin de mieux cerner le comportement du réservoir de vidange.

Sur l'ensemble du bassin, l'infiltration est faible sur le socle ($123 \text{ m}^3/\text{ha}$) et très forte sur le grès sédimentaire côtier ($500 \text{ m}^3/\text{ha}$), et en présence des failles (Saga, 1984). Ainsi, elle est très marquée par endroits où le grès et les failles sont associés (par exemple le secteur Aplahoué- Anié et Atakpamè), dans la région côtière et très faible dans les monts Togo/Atacora et dans le sous-bassin du Couffo, en amont de Lanta.

L'analyse de l'évolution des coefficients annuels de tarissement sur la période 1961-2000 (figure 3.41) des deux sous-bassins-versants montre une tendance à l'augmentation dans le

sous-bassin du Couffo, contrairement à ce qu'on observe sur celui du Mono. Cependant, pour le Mono, on retrouve là encore deux périodes distinctes : avant 1987, avec une légère tendance à la hausse ; une baisse du coefficient de tarissement dans la sous-période 1988-2000.

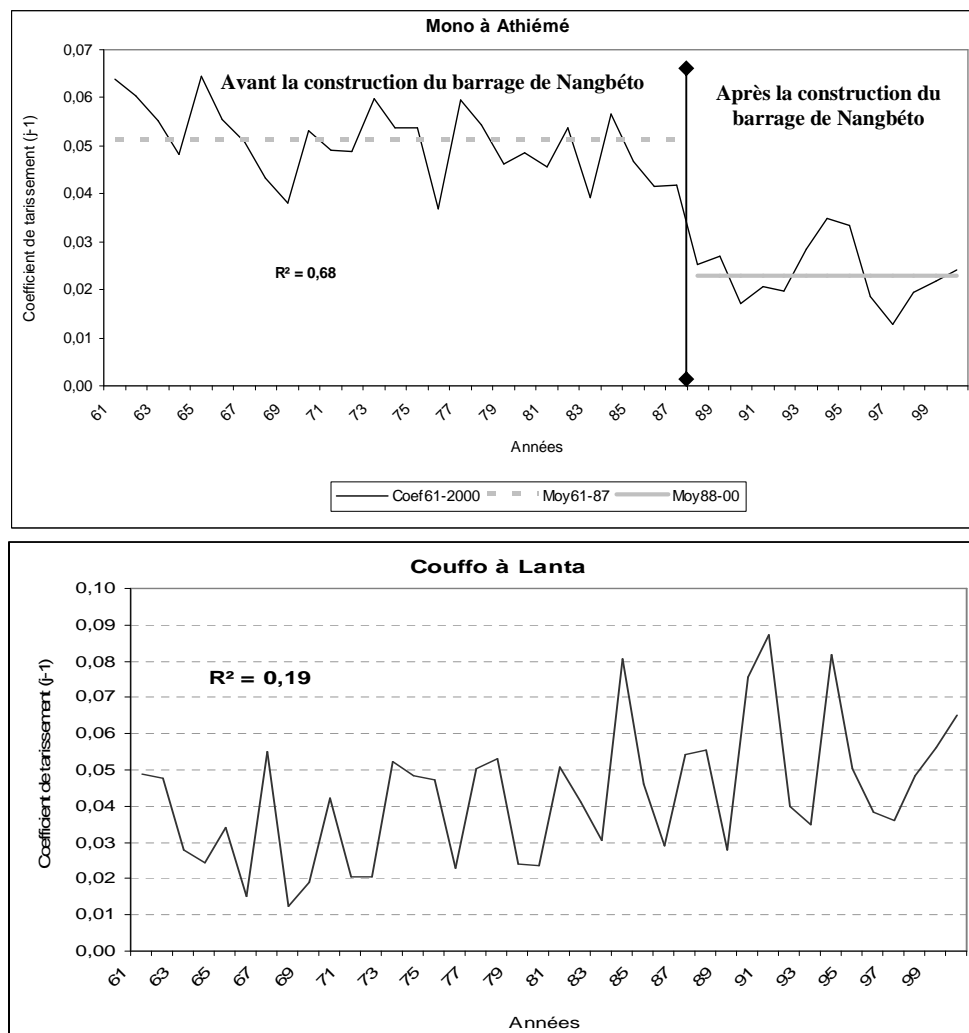


Figure 3.41 : Variation du tarissement dans le bassin-versant Mono-Couffo.

La tendance à la hausse (Couffo et Mono avant 1987) est à relier à la baisse générale de la pluviométrie des années 1970 à nos jours dans la sous-région. Il faut évoquer aussi l'évolution des états de surface, en particulier du couvert végétal. Pour le Couffo, cette augmentation est liée au fait que son sous-bassin en amont de Lanta est moins arrosé, mais plus dégradé surtout à l'Est et, par là, une dégradation des aquifères. Cette hausse du coefficient de tarissement correspond ainsi à une vidange précoce et plus rapide des nappes, en accord avec les résultats de Olivry *et al.* (1993) sur le Mali. Le coefficient de tarissement est en moyenne de 0,043 j⁻¹ (31,5 jours) pour le Couffo et 0,039 j⁻¹ (43 jours) pour le Mono de 1961 à 2000. Cette légère variation à la hausse du coefficient de tarissement sur le Couffo à Lanta dans la décennie 1990

témoigne donc de l'effet des changements climatiques, plus précisément de l'augmentation de l'ETP et permet d'affiner que la baisse du coefficient de tarissement sur le Mono à Athiémé de 1988 à 2000 est lié aux effets de la mise en eau du barrage de Nangbéto.

Le sous-bassin du Mono à Athiémé a un tarissement lent par rapport à celui du Couffo. La capacité de stockage des réservoirs souterrains, plus importante pour le Mono que pour le Couffo, l'infiltration un peu plus favorable sur le Mono que sur le Couffo, la présence des failles du bassin sédimentaire côtier qui vide la ressource de l'amont vers l'aval (surtout pour le Couffo) et certainement l'état du couvert végétal peuvent expliquer la différence entre les deux sous-bassins.

Cette tendance à la baisse du coefficient de tarissement dans le Mono à Athiémé doit être précisée pour la période 1961-1987, afin d'apprécier une fois encore, le rôle des lâchers dans le fonctionnement général du bassin.

Après la construction du barrage de Nangbéto en 1985, le tarissement a considérablement diminué passant de $0,051 \text{ j}^{-1}$ (49,66 jours) à $0,023 \text{ j}^{-1}$ (19,5 jours) de 1988 à 2000 avec un débit charnière de $58,44 \text{ m}^3/\text{s}$. Cet écart entre les deux sous-périodes est important et oscille autour de $0,028 \text{ j}^{-1}$. Il traduit l'importance des lâchers d'eau. La faible durée de tarissement après la construction du barrage montre le rôle pondérateur de la retenue du barrage avant l'arrivée de la saison des pluies. Les variations du coefficient de tarissement pendant les deux sous-périodes traduisent par ailleurs la variation des volumes d'eau mobilisés par les réservoirs souterrains, et qui dépendent des lames d'eau précipitées, des différents usages et de la capacité des réservoirs.

Avec les lâchers d'eau du barrage, le coefficient de tarissement ne donne plus une vraie image du tarissement du bassin comme l'illustre le « T3 » de la figure 3.42a. Sur le Couffo drainant une formation de socle, le tarissement est plus ou moins lent suivi d'un tarissement rapide (figure 3.42b) alors que sur le Mono, qui draine le socle, de façon isolée une formation de grès et est équipé d'un barrage présente un tarissement plus lent suivi d'un tarissement rapide (figure 3.42a), mais moins marqué que sur le Couffo.

L'affaiblissement des étiages à Lanta traduit un amenuisement croissant des réserves souterraines du sous-bassin résultant des cumuls des déficits pluviométriques, ce qui entraîne de façon générale un tarissement rapide des nappes.

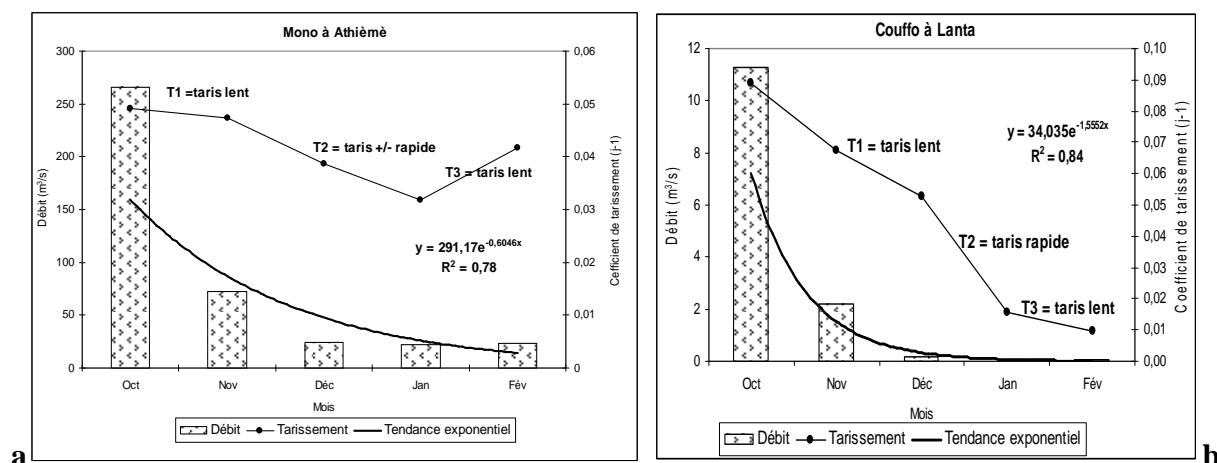


Figure 3.42 : Evolution du tarissement dans les deux sous-bassins-versant de 1961 à 2000.

Le suivi du bilan hydrologique du bassin (à Athiémé et à Lanta) pourrait permettre de mettre en évidence les effets des variations climatiques (et indirectement des états de surface) sur l'écoulement et la recharge.

3.2.8. Analyse du bilan hydrologique du bassin-versant : impacts des précipitations sur les termes du bilan hydrologique

L'intérêt de la méthode du bilan hydrologique réside en ce qu'elle combine la réalité physique à une simplicité relative, facile à appliquer dans les régions humides où l'évaporation réelle correspond étroitement à la transpiration, de sorte que l'écoulement se déduit en tant qu'excédent des précipitations par rapport à l'évaporation (Sutcliffe et Piper, 1986). Rappelons cependant que la méthode de calcul (cf. chapitre 2) adoptée ici a été simplifiée, car l'évaporation réelle calculée est parfois sous ou surestimée comme le montre la figure 3.43. L'évaporation réelle est égale à l'évaporation directe (celle calculée) plus l'évaporation indirecte induite par les ressources souterraines, qui est ici inconnue. Ainsi, la recharge ne reflète pas exactement ce qu'elle devrait être, puisqu'elle est égale à l'eau infiltrée moins l'eau évaporée ; or, cette dernière est parfois sous-estimée.

Rougerie (1960) a d'ailleurs souligné que la lame d'eau précipitée est régulée par l'évaporation sur l'écran de végétation, par l'évaporation légère au niveau du sol (ce que nous qualifions d'évaporation directe) et par la transpiration plus importante et cela aux dépens de l'eau plus profondément infiltrée.

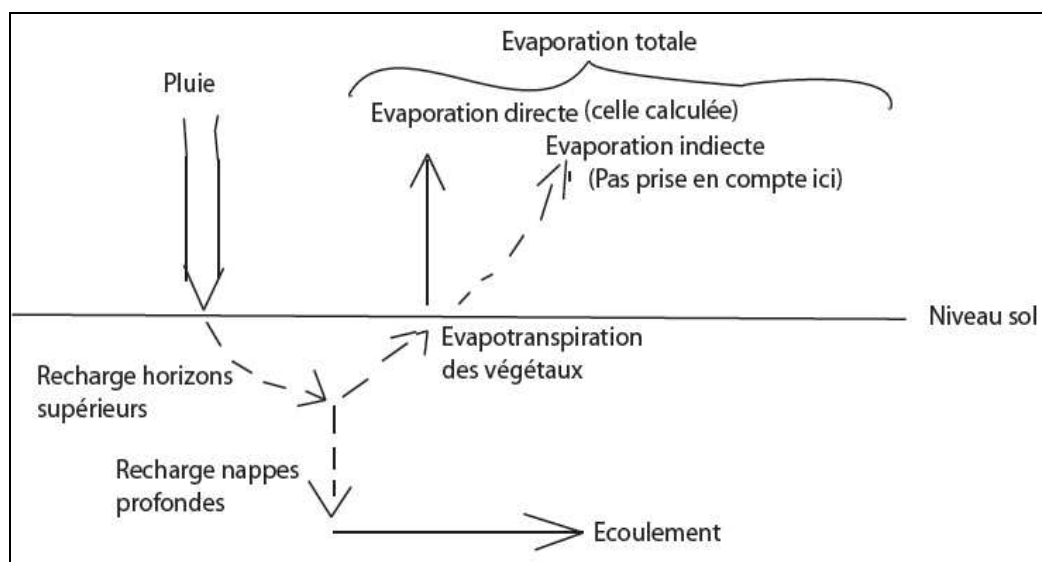


Figure 3.43 : Évolution de l'évaporation dans le bassin-versant.

L'analyse porte d'abord sur le cycle mensuel, annuel, puis sur la variabilité interannuelle et elle considère l'impact de la péjoration climatique sur les différents termes du bilan hydrologique. Cette évaluation ne peut être faite que sur la période 1965-2000, du fait de l'indisponibilité des données d'évaporation avant 1965. L'étude du bilan hydrologique ouvre des perspectives d'interprétation de la dynamique des états de surface traités dans le chapitre 4.

3.2.8.1. Le bilan hydrologique moyen mensuel

La figure 3.44 traduit la variation moyenne mensuelle des termes du bilan hydrologique de 1965 à 2000. Elle permet d'identifier l'évolution hydrologique des mois humides et des mois secs. Ainsi, dans les deux sous-bassins, l'écoulement est permanent de juin à décembre, avec des écoulements plus importants de juillet à octobre sur le Mono à Athiémé et de juin à octobre sur le Couffo à Lanta. Cette différence dans la durée de l'écoulement est liée au temps de réponse et au régime torrentiel du fleuve Couffo.

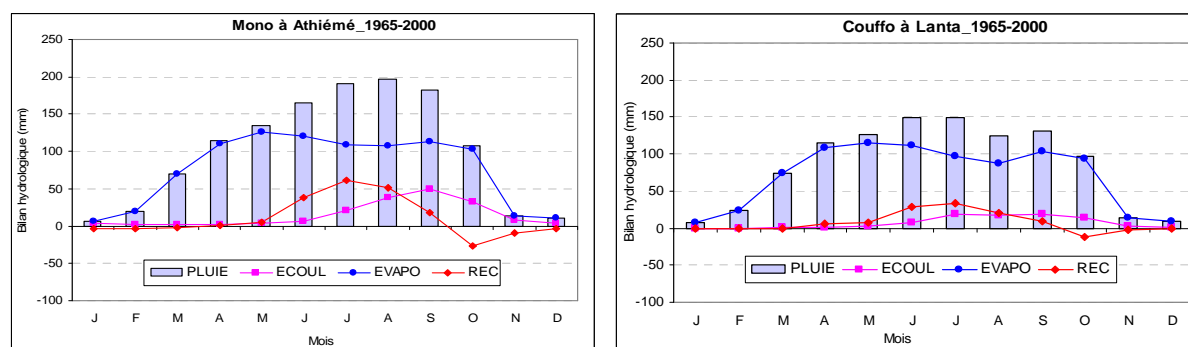


Figure 3.44 : Bilan hydrologique au pas de temps mensuel dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

La lame d'eau écoulee atteint son maximum en septembre dans les deux sous-bassins, un mois après le maximum pluviométrique du domaine tropical. Au cours des mois humides (mai-juillet et août au nord), la recharge est importante, ce qui alimente l'écoulement pendant les deux premiers mois de la saison sèche (novembre à décembre). Toutefois, dans la partie aval où règne le climat subéquatorial ou béninien, sur un substratum de grès, le débit est permanent, mais moins important en volume au cours de ces mois. Le retour à des débits soutenus en saison sèche suppose en effet d'abord la reconstitution des aquifères.

En revanche, de fin décembre à mai, l'écoulement est presque nul avec un déficit de recharge qui est plus important dans le Mono que dans le Couffo. En revanche des mois humides, la recharge sur le Mono est deux fois plus importante que celle du Couffo, du fait de la différence de taille des réservoirs souterrains.

3.2.8.2. Le bilan hydrologique moyen annuel

L'évolution interannuelle des termes du bilan montre que les précipitations et la lame d'eau évaporée ont suivi une évolution similaire dans les deux sous-bassins (figure 3.45) de 1965 à 2000. C'est aussi le cas pour l'écoulement et la recharge sauf en 2000 où les deux termes sont opposés dans le Mono, ce qui pourrait être une erreur de données, comme signalé précédemment.

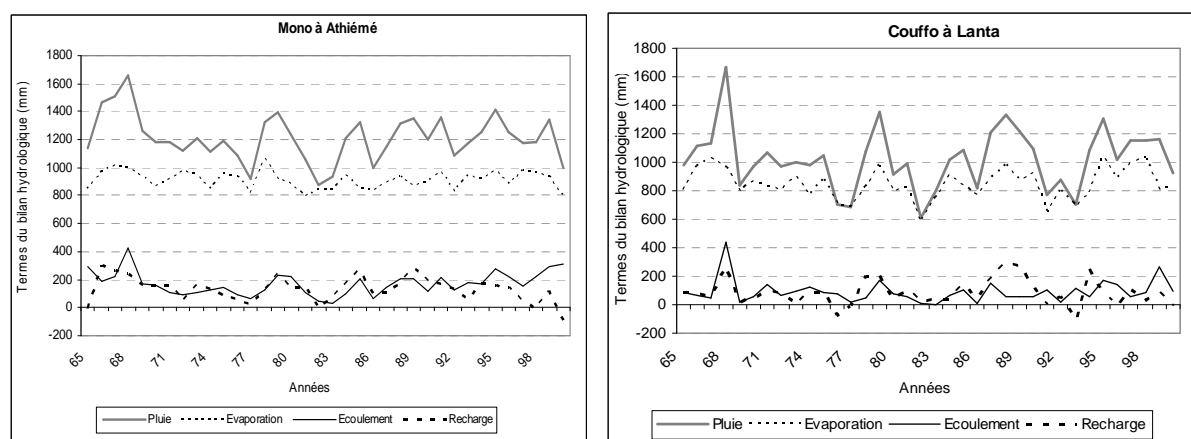


Figure 3.45 : Variation interannuelle des termes du bilan hydrologique (en mm) du bassin-versant.

Sur la période d'étude, l'évaporation et les précipitations n'ont pas connu une modification significative dans les deux sous-bassins. L'écoulement a connu une augmentation sur le Mono malgré le déficit de recharge, ce qui montre qu'il est lié non seulement aux précipitations mais aussi à l'évaporation qui est faible ici, sachant que l'évaporation indirecte n'est pas prise en compte pour le calcul de l'évaporation totale comme l'illustre la figure 3.43 supra.

La lame d'eau annuelle précipitée sur les deux sous-bassins est indiquée dans le tableau 3.III, de même que la lame évaporée, l'écoulement et l'infiltration (recharge). Les coefficients de corrélation de rang de Spearman calculés sur l'évolution tendancielle de tous les termes du bilan montrent que les différentes variations observées ne sont pas significatives au seuil de 95 %, sauf l'écoulement.

L'évolution des valeurs moyennes des termes du bilan hydrologique dans le sous-bassin du Mono (tableau 3.III) montre une légère reprise pluviométrique (40 mm) au cours de la période 1988-2000, qui a conduit à un excédent d'écoulement de 55 mm. Cette légère reprise des lames d'eau précipitées (+3 %) en absence de la variation significative de l'évaporation (+1 %, hors effet possible lié au réservoir de Nangbéto) sur le barrage a entraîné un déficit de recharge (-15 %). Si l'augmentation de l'écoulement reflète en partie celle des précipitations, il est à noter que l'excédent d'écoulement (55 mm) dépasse l'excédent de pluie (40 mm). Cela confirme que le sous-bassin du Mono n'est plus naturel après 1987.

Tableau 3.III : Valeurs moyennes des termes du bilan hydrologique (en mm) pour les sous-bassins du Mono-Couffo.

Sous bassins/ Termes du bilan en mm		Mono à Athiéme	Couffo à Lanta
Précipitations	1965- 2000	1 212	1 010
	1965- 1987	1 198	
	1988-2000	1 238	
	Écart	40	
	Variation (%)	+3	
Évaporation	1965-2000	912	848
	1965-1987	910	
	1988-2000	915	
	Écart	5	
	Variation (%)	+1	
Écoulement	1965-2000	171	92
	1965-1987	151	
	1988-2000	207	
	Écart	55***	
	Variation (%)	+37	
Recharge ou infiltration	1965-2000	129	70
	1965-1987	137	
	1988-2000	116	
	Écart	-21	
	Variation (%)	-15	

+ : Excédent ; - : Déficit ; *** Seuil de significativité de Spearman à 95 %.

Dans le sous-bassin du Couffo, sur les 1 010 mm de pluies recueillies, seulement 92 mm (soit 57 % de la pluie efficace : P-ETR= 162 mm) sont allés à l'écoulement et 70 mm (soit 43 % de la pluie efficace) à la recharge. Cette recharge équivalente à moins de 50 % de la pluie efficace pourrait être liée à la dégradation du couvert végétal avec un ruissellement de surface qui prime sur l'infiltration. La forte quantité écoulee peut provenir de la dégradation du couvert végétal et de la nature sablo-argilo-rocailleuse du sol (épaisseur de 60 à 70 cm) du secteur. De texture sableuse et par endroits argilo-graveleuse, le substrat est ici moins perméable, ce qui facilite le ruissellement superficiel, surtout si la couverture végétale est appauvrie.

La figure 3.46 indique, dans le bilan hydrologique annuel, la proportion qu'occupe chacun des termes en considérant 100 % pour la lame d'eau précipitée. Pour une hauteur de pluie de 100 % sur la période 1965-2000, seulement 8 à 14 % sont écoulees et 8 à 11 % vont à la recharge (tableau IV). Les pertes évaluées sont en moyenne de 80 % des précipitations dans l'ensemble du bassin de 1965 à 2000. Cette forte perte due à la forte évaporation associée à la baisse pluviométrique de 1970 à 2000 engendre un tarissement marqué. C'est le cas des années 1983, 1998 et 2000 sur le Mono ; 1977, 1993, 1996, 2000 sur le Couffo (figure 3.46), où la pluie tombée n'a presque pas participé à l'infiltration.

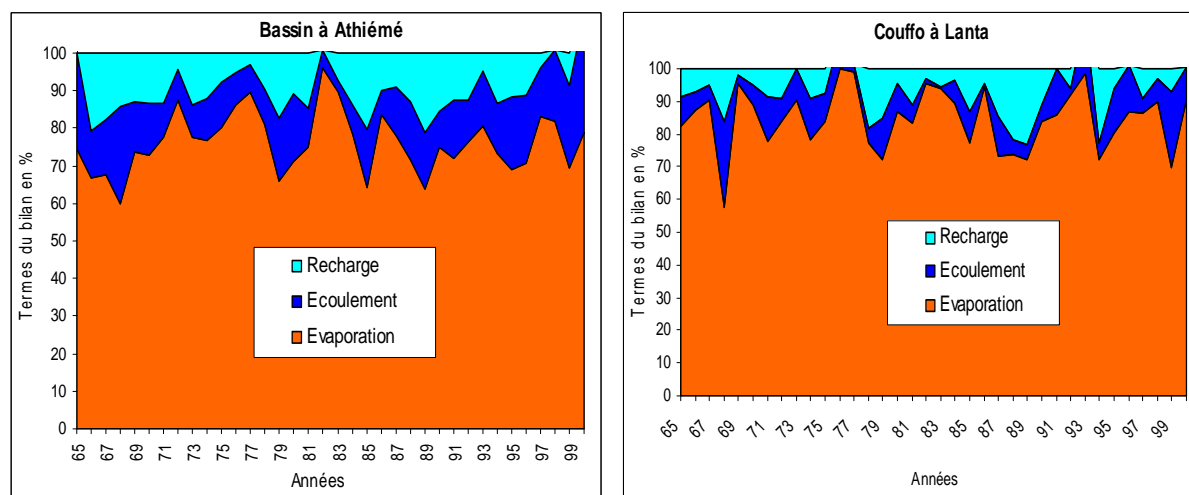


Figure 3.46 : Bilan hydrologique du bassin-versant du complexe fluvio-lagunaire Mono-Ahémé-Couffo en % de 1965 à 2000.

Le tableau 3.IV compare les termes du bilan entre les deux sous-périodes : 1966-1987 et 1988-2000. On note une faible variation des pourcentages. Ainsi, la part de l'eau évaporée par rapport à l'eau précipitée diminue de 2 points dans les deux sous-bassins entre les deux périodes. La part de l'écoulement augmente dans le même temps dans les deux sous-bassins, mais plus fortement pour le Mono (+4 %) que pour le Couffo (+1 %). Ces variations sont en

partie dues à la légère reprise pluviométrique des années 1990. Le déficit de recharge dans le Mono est lié à l'importance de la taille du réservoir par rapport à celle du Couffo et il montre que les lâchers d'eau contribuent quelque peu à l'écoulement, qu'ils influent moins sur les vidanges des nappes, d'autant que la station d'Athiéme est à plus de 100 km du barrage.

Tableau 3.IV : Récapitulatif de l'étude des termes du bilan hydrologique en pourcentage (%) sur le bassin-versant Mono-Couffo.

Sous-bassins		Mono	Couffo
Termes du bilan en %			
Précipitations	1965-2000	100	100
	1965-1987	100	100
	1988-2000	100	100
Évaporation	1965-2000	75	84
	1965-1987	76	85
	1988-2000	74	83
	Écart	-2	-2
Écoulement	1965-2000	14	8
	1965-1987	13	8
	1988-2000	17	9
	Écart	+4	+1
Recharge ou infiltration	1965-2000	11	8
	1965-1987	11	7
	1988-2000	9	8
	Écart	-2	+1

+ : Excédent ; - : Déficit

L'étude des corrélations entre les différents termes du bilan doit permettre de confirmer cette hypothèse.

3.2.8.3. Les corrélations interannuelles entre les différents termes du bilan hydrologique

Le tableau 3.V présente les corrélations entre les différents termes du bilan hydrologique dans les deux sous-bassins. Les corrélations avec la pluie sont partout significatives. Les corrélations pluie/écoulement et pluie/recharge sont positives et significatives dans les deux sous-bassins. En revanche, la corrélation écoulement/recharge n'est pas significative, montrant que la vidange des nappes souterraines ne constitue pas la seule contribution à l'écoulement dans les sous-bassins-versants. Le socle sur lequel s'écoule la plus grande partie des eaux réduit l'infiltration et les pertes d'eau par évaporation des nappes (corrélation recharge/évaporation, $r = 0,43$ pour le Couffo et $r = 0,37$ pour le Mono) jouent également.

Tableau 3.V : Corrélations interannuelles des anomalies standardisées entre les termes du bilan hydrologique de 1965-2000.

Sous-bassins	Pluie/ Écoulement	Pluie/ Évaporation	Pluie/ Recharge	Évaporation/ Écoulement	Écoulement/ Recharge	Pluie efficace/ Écoulement	Pluie efficace/ Recharge
Mono	0.69 **	0.66 **	0.74 ***	0.22	0.20	0.75 ***	0.79 ***
Couffo	0.65 ***	0.81 ***	0.77 **	0.28	0.29 **	0.77 ***	0.83 ***

** : Seuil de significativité de Spearman (95 %) ; *** : Seuil de significativité de Spearman (99 %)

Les corrélations positives pluie efficace/écoulement et pluie efficace/recharge sont très significatives ($r > 0,70$). Ces résultats sont conformes à ceux de Vissin (2007) sur le bassin du Niger au Bénin et sont logiques puisque notre bassin est couvert en amont à plus de 75 % de formations de socle.

Le bilan hydrologique a permis d'analyser l'influence des précipitations sur les autres termes du bilan dans le bassin-versant et d'apprécier le rôle joué par les formations géologiques, majoritairement par le socle. Ainsi, les sous-bassins ont un fonctionnement presque identique. Cependant, la capacité des réservoirs et les importants lâchers d'eau du Mono ont fait la différence, de même, sans doute que les impacts de l'évolution de la couverture végétale comme d'ailleurs l'illustre les faibles corrélations écoulement/recharge et évaporation/écoulement.

La forte corrélation entre écoulement et précipitations autorise le recours à un modèle hydrologique afin de simuler les débits des deux cours d'eau.

3.3. Simulation des débits dans les sous-bassins du Mono-Couffo avec le modèle GR2M

L'utilisation de ce modèle doit aider à comprendre le fonctionnement hydrologique du bassin, de déterminer les débits moyens mensuels à partir des précipitations et de l'évapotranspiration potentielle. Ces estimations vont permettre de compléter la base de données des écoulements dans la mise en œuvre du PANGIRE (Plan d'Action National de Gestion Intégrée des Ressources en Eau). Dans le cas du sous-bassin du Mono influencé par les lâchers d'eau, l'utilisation des débits artificiels dans le modèle GR2M ne pose pas problème car, selon Payan (2007), un barrage-réservoir ne modifie pas radicalement l'écoulement d'un bassin. De même, quand la retenue est éloignée de l'exutoire, comme dans le cas de notre étude, les effets des lâchers sur les débits sont diffus.

On tente donc de simuler les débits moyens aux stations hydrométriques d'Athiémé et de Lanta où les prises de mesures sont parfois biaisées, et d'évaluer les sorties du modèle.

3.3.1. Calage et validation du modèle GR2M

L'évaluation des solutions testées repose sur une adaptation du critère défini par Nash et Sutcliffe (1970) (appelé communément critère de Nash-Sutcliffe). Le critère de Nash peut être interprété comme un critère d'évaluation des performances d'un modèle par rapport à un modèle de référence parfaitement calé, qui donnerait, sur toute la période considérée, un débit constant (égal au débit moyen Q_{mes}). Une transformation du critère de Nash permettant de limiter l'intervalle de variation à $[-100 ; 100]$ a été proposée par Mathevet (2005). Notons également que la première année de chaque sous-période n'est pas prise en compte car le modèle utilise les données de cette année pour leur « mise en route » effective.

La figure 3.47 présente le critère d'optimisation (calage et validation) des paramètres suivant différentes sous-périodes (65-68, 69-72, 73-76, 77-80, 81-84, 85-88, 89-92, 93-96, 97-2000). L'évolution des valeurs de ce Nash sur les sous-périodes entre 1965 et 2000, montre pour le Mono, une légère dégradation (qu'on ne retrouve pas sur le Couffo). C'est particulièrement net en mode validation, ce qui dénote sans doute un effet du barrage. Assez logiquement, les valeurs du Nash sont plus faibles en validation qu'en calage dans les deux sous-bassins-versants.

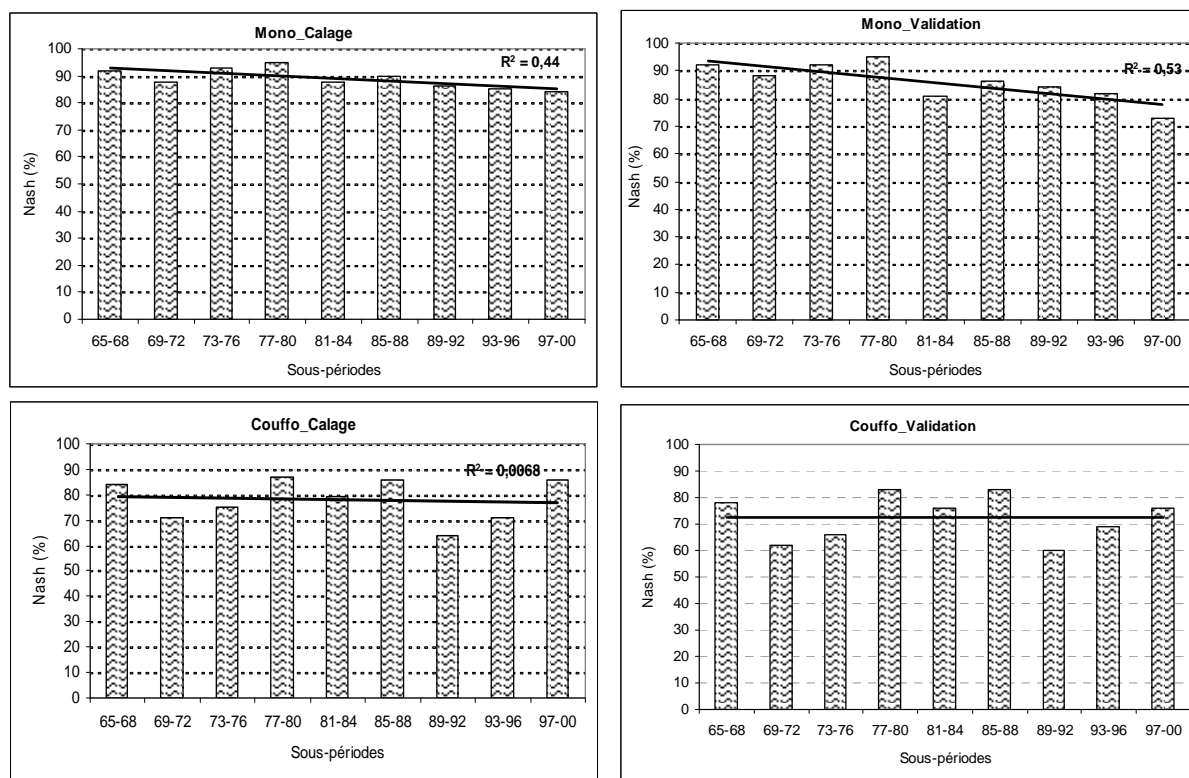


Figure 3.47 : Variabilité du Nash en calage et en validation sur les sous-périodes de 1965-2000 dans le bassin Mono-Couffo.

Cependant, dans les deux sous-bassins, le Nash moyen sur la période 1965-2000 demeure supérieur à 70 % (tableau, 3.VI), ce qui montre que le modèle GR2M simule bien les écoulements.

Dans l'ensemble du bassin, les simulations sont bonnes et même sur les sous-périodes après la construction du barrage, confirmant aussi les résultats de Payan (2007). Mais sur le Couffo les valeurs de Nash sont parfois en dessous de 70 %, sans doute parce que ce sous-bassin, en amont de Lanta, présente certaines années un régime pluviométrique unimodal et d'autres années un régime bimodal.

Tableau 3.VI : Nash moyen en calage et validation avec le modèle GR2M sur la période 1965-2000 et les sous-périodes 1965-1987 et 1988-2000 dans les sous-bassins.

Sous-bassins	1965-2000		Avant barrage (1965-1987)		Après barrage (1988-2000)		Avant barrage vers après barrage		Après barrage vers avant barrage	
	Cal	Val	Cal	Val	Cal	Val	Cal	Val	Cal	Val
Mono	90	86	91	89	87	81	91	80	85	83
Couffo	78	73	79	73	74	68	77	70	74	73
Moyenne	84	80	85	81	81	75	84	75	80	78

Cal : Calage ; *Val* : Validation

De l'analyse des valeurs du Nash, il ressort que le modèle GR2M parvient, malgré quelques difficultés, à simuler l'écoulement dans les sous-bassins des fleuves Mono et Couffo et qu'il semble répondre à toutes les modifications du régime hydrologique, mais plus dans le sous-bassin du Mono que dans celui du Couffo.

3.3.2. Variabilité des débits observés et simulés

Il s'agit de comparer l'évolution des débits observés et simulés dans les deux sous-périodes (1965-1987 et 1988-2000) en calage comme en validation.

3.3.2.1. Calage-validation pour la période avant la construction du barrage

La comparaison des débits observés et calculés en optimisation et en validation sur la période 1965-1987, plus précisément sur les sous-périodes 1965-1968 et 1973-1976 en calage et 1969-1972 et 1977-1980 en validation (figures 3.48 et 3.49), montre un bon accord entre les deux résultats dans les deux sous-bassins. Sauf pour quelques années, les figures 3.48 et 3.49 ne font apparaître qu'une légère variation de l'amplitude entre les débits maxima observés et les débits simulés.

Le retard entre les maxima des débits observés et simulés par rapport à ceux des pluies, surtout dans le sous-bassin du Mono, confirme l'hypothèse de l'impact du temps de réponse

aux événements pluvieux plus long sur le Mono que sur le Couffo au régime torrentiel. Ces résultats ne mettent pas en cause l'efficacité du modèle à simuler les écoulements car, dans le cas de notre étude, c'est la simulation des débits moyens qui est privilégiée, comme annoncé précédemment.

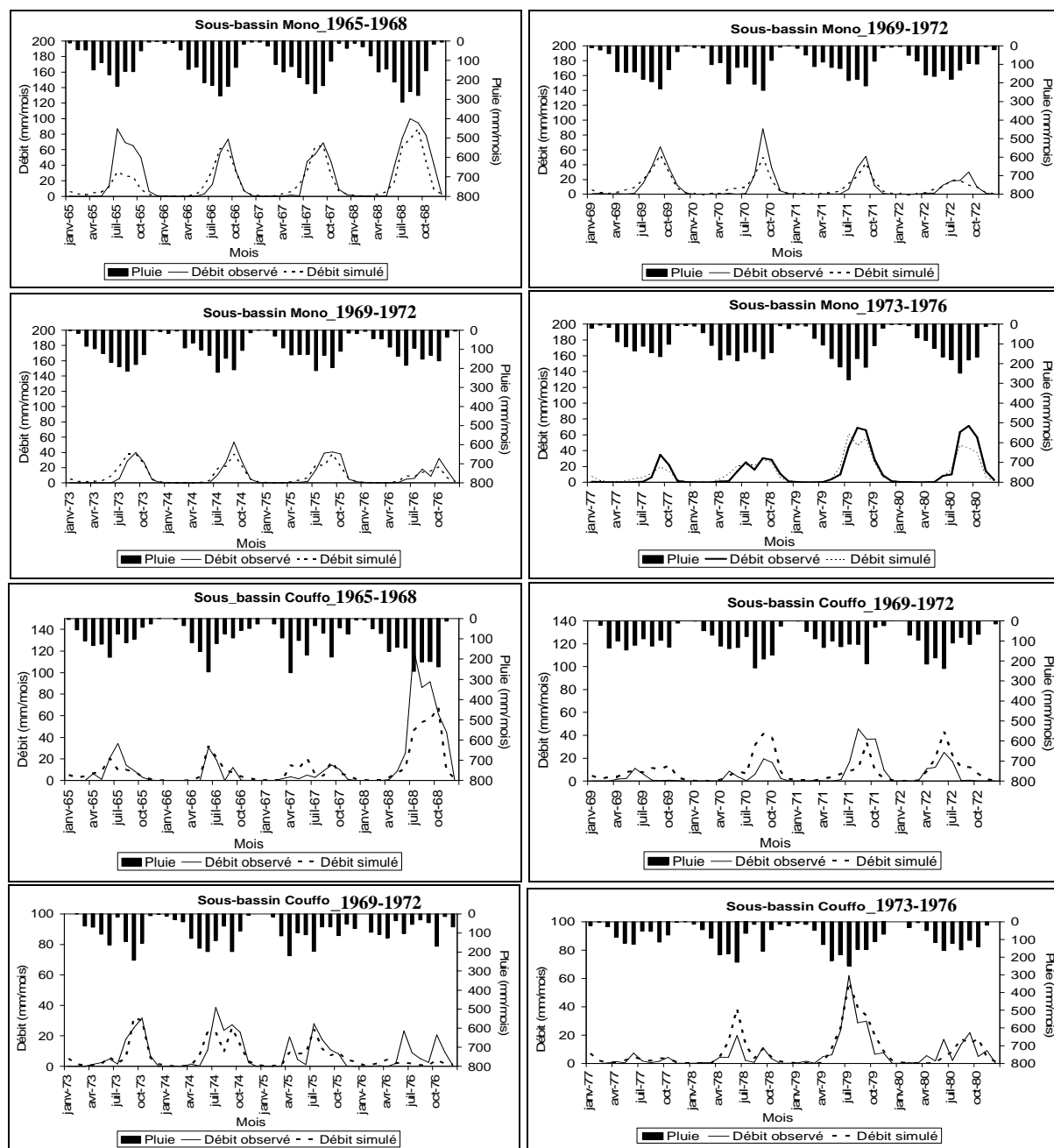


Figure 3.48 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de calage 1965-1968 et 1969-1972 dans les deux sous-bassins.

Figure 3.49 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de validation 1969-1972 et 1973-1976 dans les deux sous-bassins.

Ainsi, l'étude des corrélations entre débits observés et simulés pour les sous-périodes 1965-1968 et 1973-1976 (figures 3.50 et 3.51) montre des valeurs du coefficient de détermination

très élevées (0,63 à 0,89), à l'exception du Couffo sur la période 1969-1972 en validation (0,34) (figure 3.51).

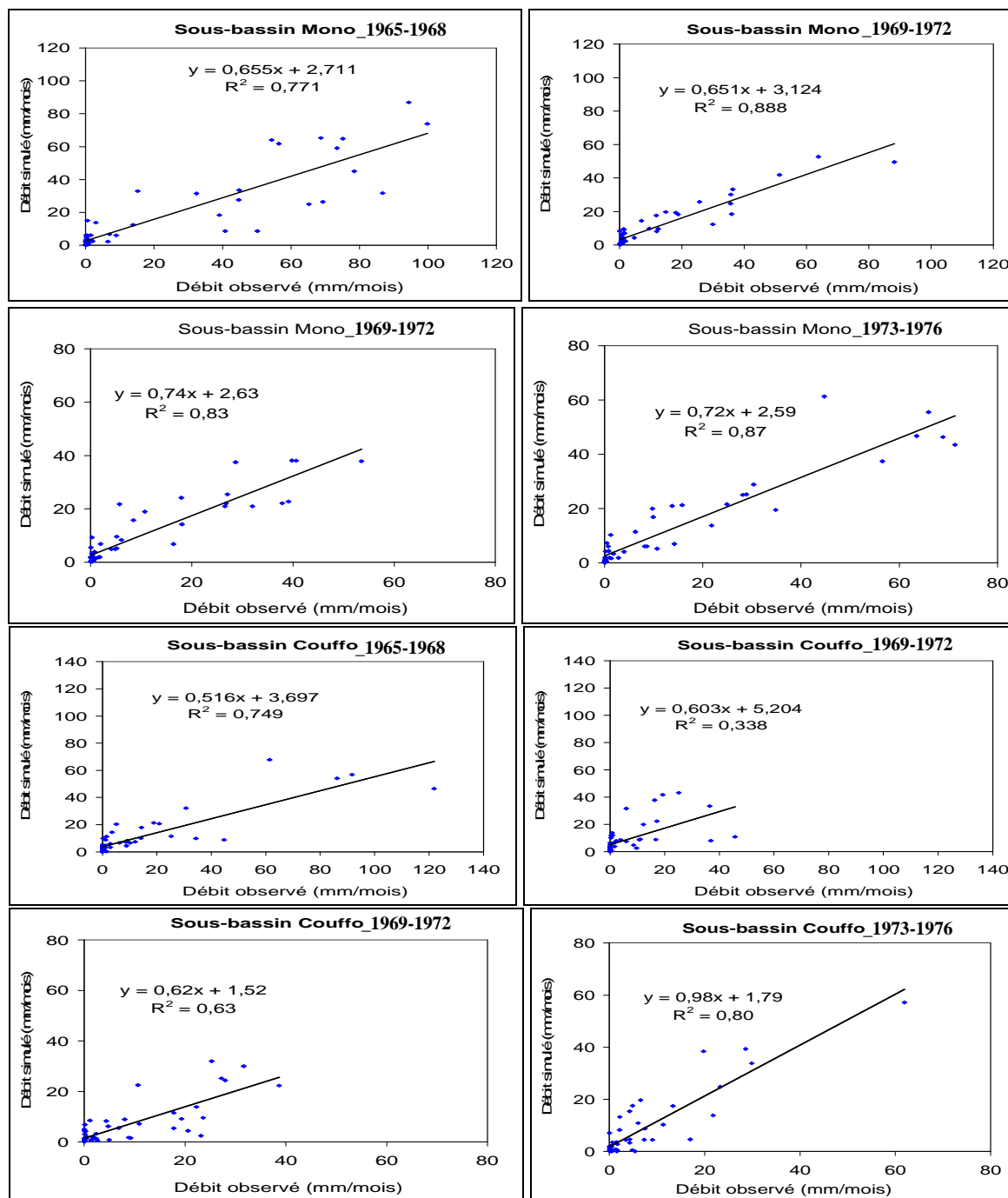


Figure 3.50 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de calage 1965-1968 et 1969-1972 dans les deux sous-bassins.

Figure 3.51 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de validation 1969-1972 et 1973-1976 dans les deux sous-bassins.

Dans l'ensemble du bassin et pour l'ensemble des sous-périodes, le coefficient de détermination est en moyenne de 0,73, correspondant à un coefficient de corrélation supérieur à 0,85.

Il est à noter que sur cette sous-période 1965-1987, la simulation de l'écoulement du Mono à Athiémé est meilleure que celle du Couffo à Lanta, peut être en raison de données moins fiables.

3.3.2.2. Calage-validation après la construction du barrage

L'étude de l'évolution des écoulements observés et simulés sur la seconde période (figures 3.52 et 3.53) confirme le caractère « artificiel » du débit du Mono, car on note une légère sous-estimation des débits d'étiage, alors que les débits moyens sont bien simulés dans les deux sous-bassins-versants.

Sur le Mono à Athiémé, des différences entre débits observés et calculés existent au cours des mois pluvieux et secs, alors que sur le Couffo à Lanta, les débits des basses eaux sont mieux simulés que les débits des hautes eaux.

Les corrélations entre débits observés et débits simulés en optimisation sont très bonnes sur les sous-périodes 1989-1992 et 1993-1996, dans le sous-bassin du Mono. Elles le sont moins pour le Couffo (figure 3.54 et 3.55). La validation sur les sous-périodes 1993-1996 et 1997-2000 présente des coefficients de détermination plus faibles sur les deux sous-bassins, à l'exception de la sous-période 1993-1996 pour le Mono (0,81). La faible corrélation ($r^2 = 0,40$) pour le Mono en 1997-2000 pourrait être due à la mauvaise qualité des données de l'année 2000. Sur le Couffo, les corrélations sont faibles (r^2 variant entre 0,15 et 0,49), mais restent significatives, ce qui témoigne de la validité du modèle.

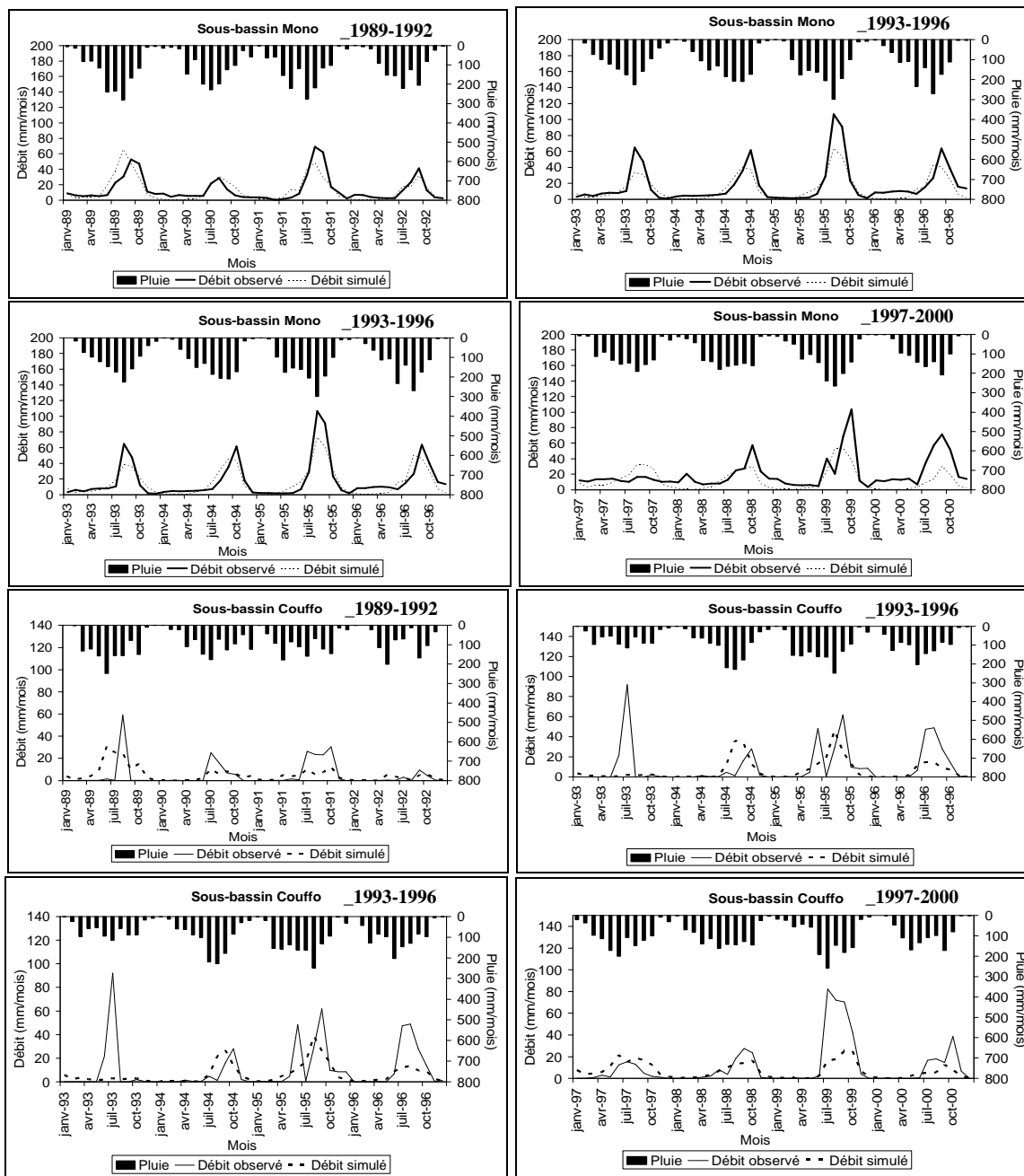


Figure 3.52 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de calage 1989-1992 et 1993-1996 dans les deux sous-bassins.

Figure 3.53 : Variabilité des pluies et des débits observés et simulés sur les sous-périodes de validation 1993-1996 et 1997-2000 dans les deux sous-bassins.

La corrélation est moins robuste dans le sous-bassin du Couffo que celui du Mono, sans doute conséquence de la différenciation des réservoirs de vidange en place et de la mauvaise qualité des données hydrologiques.

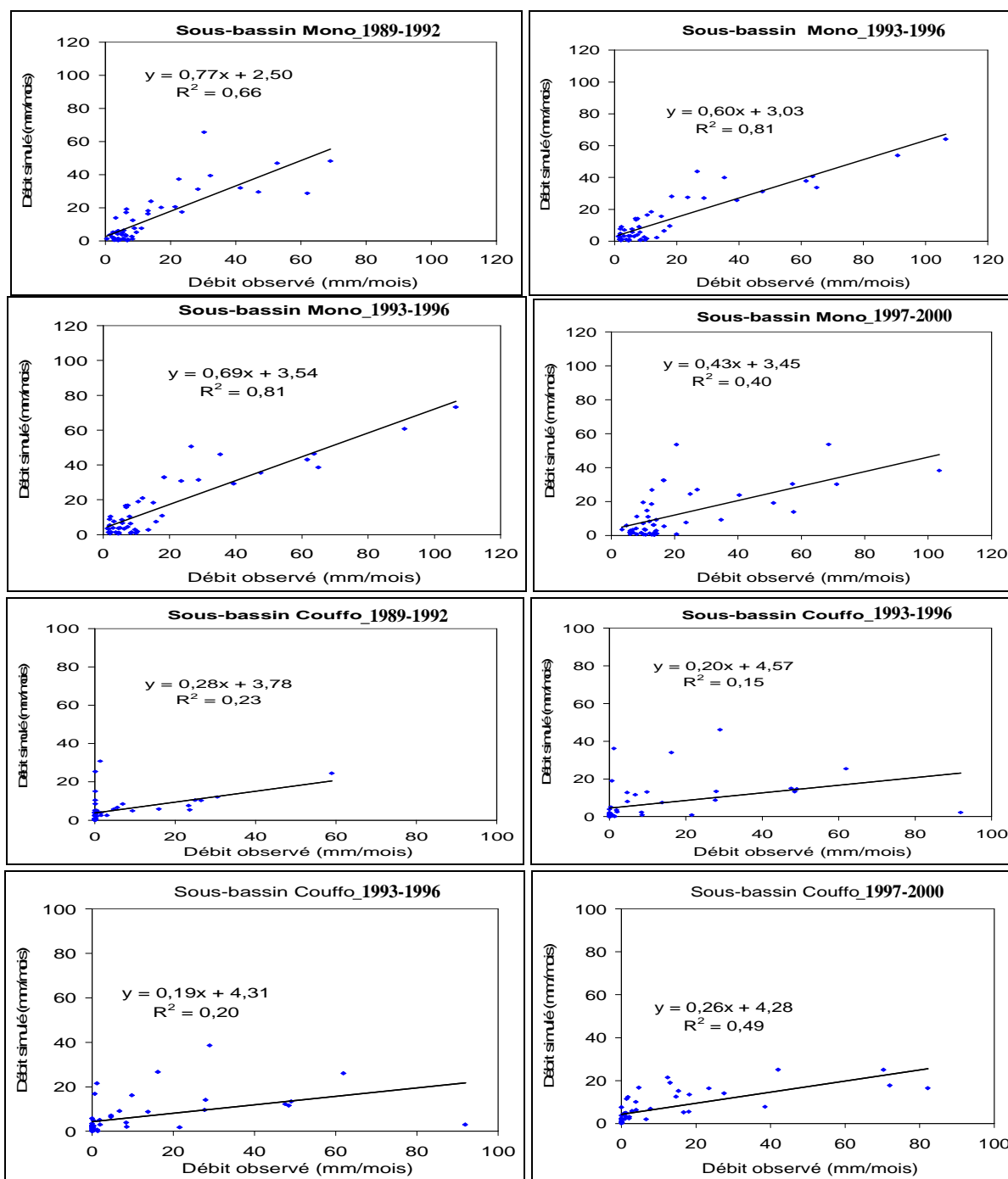


Figure 3.54 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de calage 1989-1992 et 1993-1996 dans les deux sous-bassins.

Figure 3.55 : Corrélation débits observés et débits simulés sur les sous-périodes de validation 1993-1996 et 1997-2000 dans les deux sous-bassins.

Une analyse de la variation des paramètres de production et d'échanges souterrains des écoulements sur les sous-périodes avant et après le barrage, permet d'apprécier le rôle joué par les réservoirs souterrains dans la dynamique hydrologique du bassin sur les différentes séquences.

3.3.3. Évolution des paramètres

Le modèle GR2M, de type conceptuel, est un modèle empirique et non à base physique. Il intègre deux paramètres X_1 (capacité du réservoir de production) et X_2 (paramètre d'échange souterrain). Les valeurs des deux paramètres sont déduites d'une période de test durant laquelle sont comparés les débits observés et ceux calculés par le modèle grâce à la seule connaissance des pluies de chaque mois. Dans ce contexte, nous nous contenterons ici d'analyser les variations temporelles de ces paramètres en calage, afin d'identifier leur intervalle de variation sur la période 1965-2000.

La figure 3.56 montre l'évolution des fluctuations des paramètres dans les deux sous-bassins. Elle confirme l'existence, dans le complexe Mono-Couffo, de deux types de sous-bassins. Le premier est le sous-bassin du Couffo à Lanta, où la fluctuation du paramètre X_1 qui représente la capacité du réservoir de production varie entre 300 à 600 mm. Le Mono à Athiémé est le second sous-bassin avec X_1 qui fluctue de 600 à 1 000 mm. Cette différence s'explique par le fait que la capacité du réservoir souterrain du Mono est plus importante que celle du Couffo.

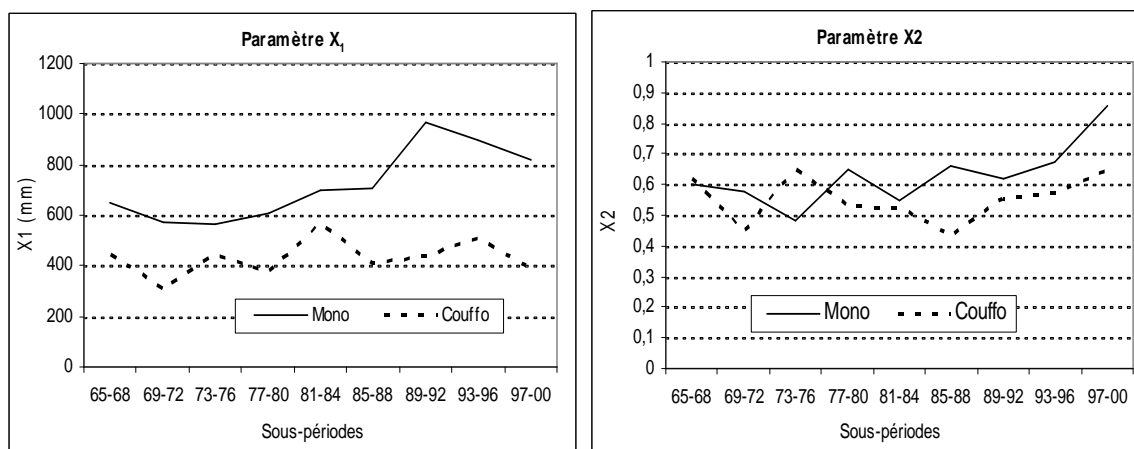


Figure 3.56 : Variabilité des valeurs des paramètres du modèle GR2M, en optimisation dans le bassin selon le Nash de l'écoulement moyen sur la période 1965-2000.

Cette augmentation de X_1 pour le Mono après le barrage (800 à 1 000 mm) vient certainement du fait qu'après la mise en eau du barrage et le soutien des étiages, le modèle a besoin d'augmenter la taille du réservoir pour disposer d'assez de réserves pour l'étiage. Ce n'est pas le cas pour le Couffo. Les effets du barrage sur le Mono sont donc présents.

La légère hausse du coefficient d'échanges souterrains (X_2) sur le sous-bassin du Couffo après 1988, contrairement à la capacité de production (X_1), témoigne des effets cumulés de la péjoration climatique des décennies 1970 et 1980 et peut-être aussi de l'influence de la

dégradation du couvert végétal. Le fonctionnement hydrologique du Couffo, évolue avec la variabilité pluviométrique.

Dans l'ensemble du bassin-versant, on note une variation des coefficients d'échanges souterrains. La capacité de production a elle aussi varié, mais de façon irrégulière pour le Mono, la hausse des dernières années s'expliquant par la reprise des pluies et par l'influence des lâchers du barrage.

Conclusion partielle

Pour évaluer la dynamique climatique du bassin-versant entre 1961 et 2000, on a réalisé une estimation des lames d'eau précipitées par interpolation des données stationnelles, en fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude. Les cartes moyennes montrent une inégale répartition des pluies dans le bassin. Ainsi, le nord et les régions de sommets, sont plus arrosés que le sud et les régions de faible altitude. À l'instar de toute l'Afrique de l'Ouest, le bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo a connu une instabilité spatio-temporelle des précipitations de 1961-2000. En moyenne, le régime bimodal est dominant au sud et le régime unimodal au nord du bassin ; mais en année « vraie », la distribution des régimes est beaucoup plus diversifiée. Le secteur central du bassin présente quatre types de régimes différents, avec des effets sur la disponibilité des ressources en eau dans le bassin.

On a pu montrer que les déficits pluviométriques des décennies 1970 et 1980 ont été amplifiés dans les écoulements pour le Mono et le Couffo. Mais la légère reprise pluviométrique de la décennie 1990 a conduit à une augmentation de l'écoulement dans les deux sous-bassins-versants. Les déficits de recharge ont aussi été atténués par la hausse des précipitations.

Les corrélations entre les termes du bilan hydrologique présentent, sur l'ensemble du bassin, des valeurs élevées, montrant l'influence réelle des lames d'eau précipitées sur les autres termes du bilan. En revanche, la différence entre l'évolution de la recharge dans les deux sous-bassins et la faible corrélation recharge/écoulement soulignent que la vidange des nappes souterraines a une contribution limitée à l'écoulement dans les sous-bassins-versants du complexe. La présence en grande partie de la formation de socle, qui facilite faiblement l'infiltration constitue aussi un facteur de disponibilité des ressources en eau de surface dans le bassin. Cependant, on pourrait expliquer aussi cette différence par la forte évaporation, mais aussi des effets des lâchers d'eau du barrage de Nangbéto qui soutiennent surtout les débits d'étiages dans le sous-bassin du Mono.

Le modèle GR2M a montré dans les deux sous-bassins, son efficacité à prédire les écoulements moyens. Cependant, il a mieux simulé les écoulements du Mono que ceux du Couffo. C'est peut être dû à la qualité des données du Couffo à Lanta. Le choix du critère d'optimisation du modèle est aussi un facteur de l'imparfaite prédiction des hautes eaux, ce qui est normal.

La variation observée dans le comportement hydrologique des deux sous-bassins pourrait être due à l'impact de la récession pluviométrique, de l'évapotranspiration potentielle et de la taille des réservoirs souterrains et certainement à l'évolution du couvert végétal liée aux pratiques culturales. Ceci se traduit aussi dans la variation du coefficient d'écoulement, mais toutefois en impliquant aussi le rôle du substratum géologique en place. Cependant, les modifications du régime hydrologique dans le bassin du Mono à partir de 1987, sont beaucoup plus liées aux lâchers d'eau du barrage de Nangbéto.

L'étude des états de surface pourra permettre de mieux cerner l'impact des caractéristiques physiques dans le fonctionnement hydrologique et sédimentaire du bassin.

CHAPITRE 4
DYNAMIQUE DES ÉTATS DE SURFACE ET SON IMPACT
POTENTIEL SUR LE BASSIN-VERSANT

Introduction

Sur tout espace géographique, le climat, le débit des rivières et les états de surface sont intimement liés. Toute modification de l'un de ces éléments entraînerait des répercussions sur les autres. Cosandey *et al.* (2003), repris par Vissin (2007), soulignent que « *la dégradation des états et de la structure de la couverture végétale a des répercussions sur les ressources en eau du milieu* ». Dans le bassin-versant du complexe, l'évolution des états de surface soumis à l'action conjuguée de pratiques culturelles traditionnelles (agriculture sur brûlis), des changements d'occupation du sol et d'un climat marqué par une forte variabilité et une péjoration pluviométrique récente, peut conditionner fortement le ruissellement, l'infiltration, l'érosion et, par conséquent, la sédimentation.

Le fort ruissellement et le déficit de recharge (cf. chapitre 3) observés dans la décennie 1990 peuvent être imputables à l'action conjuguée de la pluie et de l'évaporation liée à l'état du couvert végétal. Les caractéristiques du couvert végétal déterminent en effet la partition de l'eau précipitée en « eau verte » (évaporée) et en « eau bleue » (écoulée). L'état du couvert végétal dépend des conditions naturelles, mais aussi des activités humaines (cf. chapitre 1) qui modifient l'occupation des sols et des techniques utilisées pour la mise en valeur agricole.

L'objectif de ce chapitre est de comprendre comment l'évolution spatiale et temporelle des formations végétales affecte le fonctionnement des termes du bilan hydrologique et la dynamique sédimentaire au regard de l'érodibilité des sols. Pour cela, il s'agit d'abord de déterminer si une évolution significative du couvert végétal est perceptible dans le bassin-versant, à partir de l'interprétation des photographies aériennes de 1956 et des images satellitales de 1985 et 2000, traduites en carte d'occupation du sol. Mais ces seules données sont insuffisantes pour une bonne analyse des impacts de l'occupation du sol sur l'écoulement et la sédimentation. Aussi, un point de connaissance des études antérieures est-il réalisé afin de le coupler avec les informations recueillies à l'évolution diachronique des formations végétales, à la variation pluie/écoulement, au déficit d'écoulement, aux concentrations des MES et à l'indice d'agressivité climatique ; tout cela pour mieux expliquer la dynamique hydro-sédimentaire du bassin.

Ainsi :

- dans un premier temps, on étudie l'évolution des unités paysagiques entre les années 1956, 1985 et 2000 ;

- ensuite, on analyse l'évolution des changements d'occupation du sol en relation avec l'écoulement à partir du déficit d'écoulement et du bilan hydrologique saisonnier ;
- la dernière section s'attache à rechercher des liens potentiels entre la dynamique du couvert végétal et la sédimentation à partir du suivi des matières en suspension (MES), de l'indice d'agressivité climatique et des activités anthropiques.

4.1. Évolution des états de surface

4.1.1. État d'occupation du sol dans le complexe

La dynamique d'occupation du sol dans le bassin du complexe est appréciée par la comparaison des photos aériennes des missions de 1956, 1985 et 2000.

4.1.1.1. La description des cartes d'occupation du sol

➤ L'occupation du sol de 1956

La figure 4.1 présente la carte d'occupation du sol, réalisée à partir de l'interprétation des photographies aériennes de la mission Togo de 1956 à l'échelle de 1/50 000^e, obtenues à l'IGN. On note une prédominance des formations de forêt claire et de savane boisée (32 %) qui sont réparties du centre au nord du bassin, mais plus concentrées sur le Mono que sur le Couffo.

Viennent ensuite les savanes arborées et arbustives (26 %), dominantes du centre au nord du sous-bassin du Mono. Les cultures et jachères à palmiers (11 %) dominent sur les plateaux du sud du bassin. Elles sont plus développées sur le Couffo que sur le Mono. Mais la forêt dense (10 %) et la galerie forestière sont plus répandues sur le haut bassin qu'au sud en particulier le long des cours d'eau. Elles sont très peu nombreuses sur le Couffo. Les agglomérations sont plus concentrées dans la basse vallée du bassin le long de la lagune côtière et du lac Ahémé. Les plans d'eau occupent 2 % de la superficie totale du bassin. Dans cette basse vallée la mangrove et quelques plantations sont majoritaires. Les formations de cultures et jachères (8 %) sont répandues au centre-est du sous-bassin du Couffo (régions de Klouékanmè, d'Aplahoué et de Tado) et aussi au pied des montagnes au nord-ouest (régions de Sotouboua et de Sokodé).

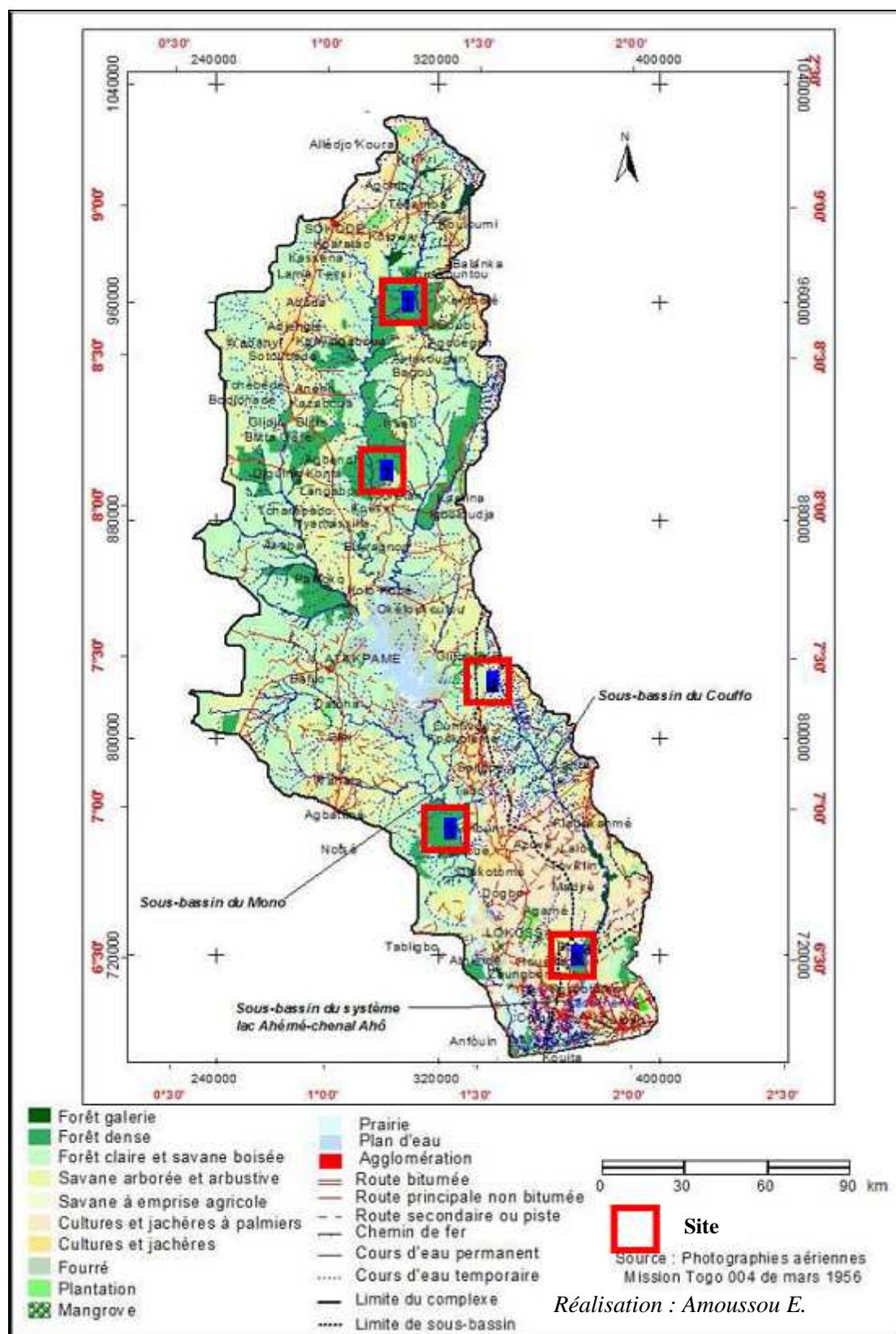


Figure 4.1 : État d'occupation du sol dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo en 1956.

NB : Les cadres rouges (25 m²) sont des « sites » dont nous avons suivi l'évolution d'une formation végétale dans le temps (1956, 1985 et 2000)

➤ **L'occupation du sol de 1985**

La figure 4.2, réalisée à partir des images satellitales LANDSAT TM de 1985 à l'échelle de 1/100 000^e, obtenue au CENATEL, présente la carte d'occupation du sol. En 1985, les formations de savane arborée et arbustive (31 %) dominent du centre-ouest au nord du bassin et dans les régions de montagnes situées dans le sous-bassin du Mono. Les formations de cultures et jachères (17 %), occupent la seconde place et sont plus étendues le long du Couffo (dans les localités de Klouékanmè, Lalo, etc.) que le long du Mono. Cependant, elles sont aussi majoritaires dans la région de Tado, de Blitta et de Sokodé sur le Mono et dans la région de Tchetti où le Couffo prend sa source. À l'ouest de Tado, au nord du bassin et au sud-ouest, la forêt claire et la savane boisée occupent la plus grande place. Les savanes à emprise agricole (13 %), occupent quant à elles, essentiellement le centre du bassin. En revanche, les cultures et jachères sont plus développées sur les plateaux au centre-sud du secteur d'étude, mais plus à l'est qu'à l'ouest avec des plantations plus nombreuses au nord qu'au sud. Les plans d'eau occupent 2,1 % de la superficie totale du complexe. Comparée à la situation de 1956, on constate qu'en 1985, les superficies des formations naturelles ont diminué et que la superficie des agglomérations a beaucoup progressé.

➤ **L'occupation des sols en 2000**

La figure 4.3 présente les superficies des unités paysagiques en 2000. Elle a été réalisée à partir des images satellitales LANDSAT TM de 2000 à l'échelle de 1/100 000^e, obtenue au CENATEL. Les étendues de cultures et de jachères (37 %) sont présentes un peu partout dans le bassin, dominant surtout sur les plateaux au sud de la dépression de la Lama. Elles sont très développées dans le sous-bassin du Couffo et sont courantes au centre dans le sous-bassin du Mono, où elles sont mêlées aux plantations. Les savanes arborées et arbustives, occupent la deuxième place et s'étendent plus sur le Mono que sur le Couffo, notamment au centre ouest du bassin. La forêt claire et la savane boisée (14 %) sont très présentes du centre au nord du bassin et dans la région située au sud du lac Nangbéto. Les forêts-galeries, sont mieux représentées le long du Mono que du Couffo, au même titre que les plantations (11 %). Les cours et plans d'eau occupent 2 % de la superficie totale en 2000. On remarque que la région environnante de l'exutoire du fleuve Couffo à Lanta a connu une dégradation plus poussée de sa couverture végétale que celle du Mono à Athiémé. L'anthropisation des milieux est donc très forte dans le sud du bassin.

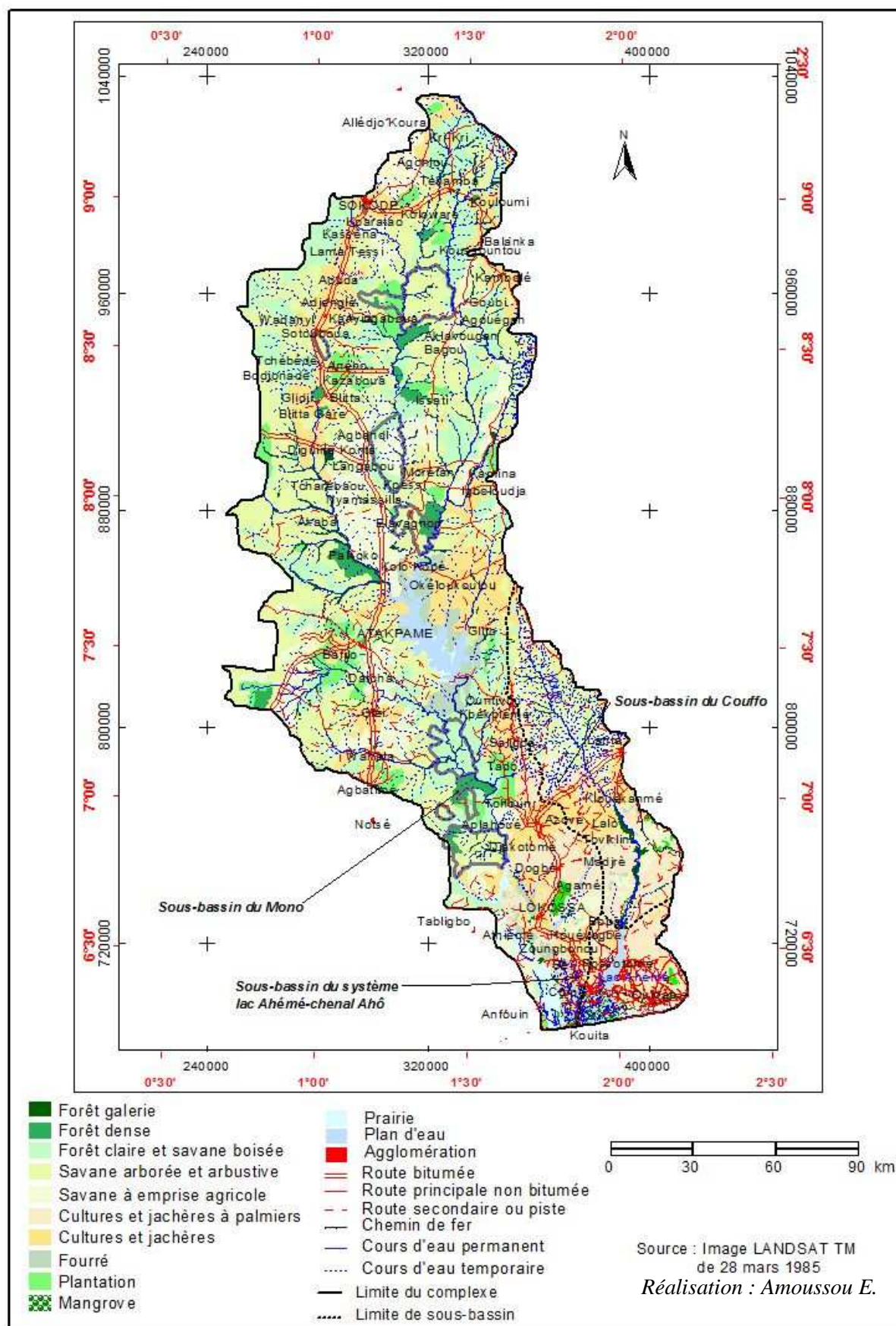


Figure 4.2 : État d'occupation du sol dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo en 1985.

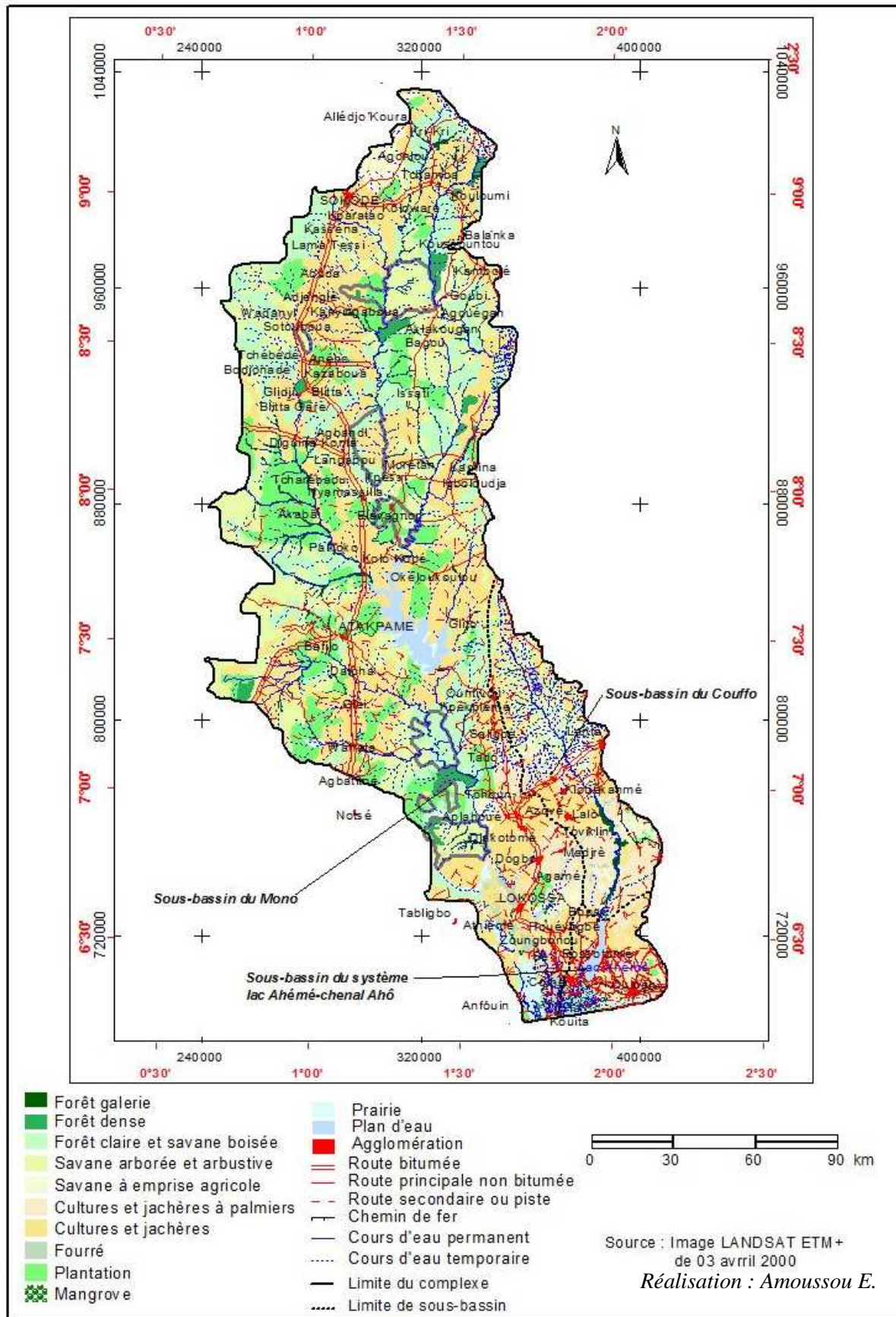


Figure 4.3 : État d'occupation du sol dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo en 2000.

4.1.1.2. Bilan des changements intervenus entre les années 1956, 1985 et 2000 dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo

De l'analyse comparée des trois cartes d'occupation des sols de 1956, 1985 et 2000 (figures 4.1, 4.2 et 4.3), il ressort qu'une forte pression humaine s'exerce sur les écosystèmes et en particulier sur les formations végétales du bassin. Ainsi, les superficies occupées par les forêts-galeries et les forêts denses ont connu une forte diminution. Elles passent de 14 % en 1956 à 5 % en 1985 et à 4 % en 2000, soit une évolution négative de sa surface (-67 %) entre 1956 et 1985 et de -11 % entre 1985 et 2000. De même, la forêt claire et les savanes boisées, arborées et arbustives ont vu leur superficie diminuer de 12 % entre 1956 et 1985 et de 13 % entre 1985 et 2000, une superficie passant de 58 % en 1956 à 33 % en 2000, soit une diminution de 43 % sur l'ensemble du bassin (tableau I, annexe).

La mangrove a connu aussi un net déclin, passant de 0,70 % en 1956 à 0,38 % en 1985, soit une diminution de 46 % de sa superficie. En revanche, par rapport à 1985, la mangrove regagne en 2000, à 0,53 %, soit une augmentation de 40 %. Cette reprise des formations de mangrove en 2000 par rapport à l'année 1985 s'explique par les travaux de reboisement effectués par le PPL (Projet Pêche Lagunaire) et l'ABE (Agence Béninoise de l'Environnement) dans la basse vallée du complexe dans les années 1993-1998. Néanmoins, l'évolution entre 1956 et 2000 reste négative (-32 %), ce qui invite à un effort de la part des riverains et de l'État, pour le reboisement des berges, et leur suivi. La valorisation de cet écosystème important doit être poursuivie.

Dans le même temps, on enregistre une augmentation très sensible de la superficie des mosaïques de cultures et de jachères, des plantations et des agglomérations dans le bassin du complexe Mono-Ahémé-Couffo. Ainsi, on passe respectivement de 19 % de mosaïques de cultures et de jachères, 1,16 % de plantations et 0,25 % d'agglomérations en 1956 à 26 %, 4,43 % et 0,59 % en 1985 soit respectivement 27 %, 74 % et 58 % d'augmentation entre 1985 et 1956. De 1985 à 2000, les mosaïques de cultures et de jachères, les plantations et les agglomérations ont fortement progressé, passant respectivement à 43,4 %, 11,4 % et 1,09 % en 2000, soit 41 %, 61 % et 46 % d'augmentation des superficies par rapport à 1985. Cette progression de la superficie des unités anthropisées est liée à l'augmentation de la population dans le secteur d'étude et par une demande croissante des terres agricoles.

L'ensemble du bassin Mono-Ahémé-Couffo a donc connu une diminution généralisée des formations de forêts et de savanes depuis 50 ans et une très forte progression des surfaces

cultivées et/ou des jachères et des zones d'habitation. Toutefois, l'évolution des superficies d'unités d'occupation du sol n'est pas identique dans les sous-bassins.

4.1.2. La dynamique d'occupation des sols dans les différents sous-bassins-versants du complexe entre 1956, 1985 et 2000

Le tableau 4.I, récapitule l'évolution des unités paysagiques dans les trois sous-bassins.

Ainsi, de façon générale, les superficies des forêts-galeries et forêts denses ont connu une régression au même titre que les forêts claires et les savanes boisées, les cultures-jachères à palmiers et les fourrés marécageux. Mais cette diminution est inégale dans l'espace. Ainsi, dans le sous-bassin du Mono, la superficie des forêts denses et galeries forestières a régressé considérablement, entre 1956 et 1985 (-68 %). De 1985 à 2000, on passe de 114 339 hectares à 103 136 hectares, soit une diminution de 11 203 hectares (tableau II, annexe). Par ailleurs, la forêt claire et la savane boisée ont connu, une diminution de 18 % de leur superficie entre 1985 et 2000 du fait de l'extension des terres agricoles.

Dans le sous-bassin du Couffo, la forêt dense a presque totalement disparu en 2000 alors qu'elle couvrait 2 556 hectares en 1956 et seulement 15 hectares en 1985. Les forêts claires et les savanes boisées ont également fortement régressé, de 53 % entre 1956 et 1985 et de 34 % entre 1985 et 2000. La régression des savanes arborée et arbustive de 30 % entre 1956 et 1985, s'est poursuivie avec une baisse de 15 %, entre 1985 et 2000. La diminution des superficies touche aussi de façon spectaculaire les prairies et les fourrés marécageux (24 000 hectares environ en 1956, à peine 12 000 en 2000). Cette régression continue de ces formations traduit l'importance de la croissance démographique avec un taux d'accroissement de 2,82 %, de 1992 à 2002 dans les deux pays (Bénin et Togo).

Dans le sous-bassin lagunaire, la superficie des forêts et des savanes arborées et arbustives, de 50 902 hectares en 1956, chute à 35 664 hectares en 1985 et à 26 605 hectares en 2000, soit - 43 % entre 1956 et 1985 et -34 % entre 1985 et 2000. Les formations de prairie et de fourrés marécageux diminuent ici de 1 538 hectares, passant de 3 909 hectares en 1985 à 2 371 hectares en 2000, une évolution liée à la pression de l'occupation humaine, avec une polyculture intense (jardinage, élevage) développée en particulier par les réfugiés togolais et autres.

Tableau 4.I : Récapitulatif des superficies (en %) des types d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000 dans chaque sous-bassin.

Sous-bassin du Mono

Unités		État en 1956 (%)	État en 1985 (%)	État en 2000 (%)	Écart (2000-1956) en %	Écart (1985-1956) en %	Écart (2000-1985) en %
Forêt galerie	GF	3,23	3,05	2,80	-0,43	-0,18	-0,25
Forêt dense	FD	11,55	1,70	1,49	-10,06	-9,84	-0,22
Forêt claire et savane boisée	FC	35,77	17,01	15,09	-20,68	-18,76	-1,92
Savane arborée et arbustive	SA	24,52	31,38	18,81	-5,71	6,86	-12,57
Savane à emprise agricole	SE	1,31	13,04	1,58	0,28	11,74	-11,46
Culture et jachère à palmiers	CP	6,76	5,15	3,23	-3,53	-1,61	-1,92
Cultures et jachères	CJ	8,36	17,15	38,40	30,04	8,79	21,25
Fourré marécageux	FM	3,36	2,26	1,88	-1,49	-1,10	-0,39
Prairie	Pr	0,75	1,14	0,12	-0,63	0,39	-1,03
Mangrove	Mg	0,77	0,41	0,57	-0,20	-0,36	0,16
Plantation	Pl	1,32	5,01	12,93	11,61	3,69	7,92
Plans d'eau	PE	2,05	2,09	2,00	-0,04	0,04	-0,09
Agglomérations	Ag	0,26	0,60	1,11	0,85	0,34	0,50
TOTAL		100	100	100			

Source : Amoussou, 2009

Sous-bassin du Couffo

Unités		État en 1956 (%)	État en 1985 (%)	État en 2000 (%)	Écart (2000-1956) en %	Écart (1985-1956) en %	Écart (2000-1985) en %
Forêt galerie	GF	3,92	2,71	2,21	-1,70	-1,21	-0,50
Forêt dense	FD	0,85	0,01	0,00	-0,85	-0,85	-0,01
Forêt claire et savane boisée	FC	6,44	3,04	2,00	-4,44	-3,40	-1,04
Savane arborée et arbustive	SA	35,72	25,12	21,78	-13,94	-10,60	-3,35
Savane à emprise agricole	SE	0,91	12,28	11,80	10,89	11,37	-0,48
Culture et jachère à palmiers	CP	38,23	32,14	27,93	-10,30	-6,10	-4,21
Cultures et jachères	CJ	5,35	17,26	28,46	23,11	11,91	11,20
Fourré marécageux	FM	6,77	5,59	3,61	-3,17	-1,18	-1,99
Prairie	Pr	1,20	0,82	0,45	-0,75	-0,38	-0,37
Mangrove	Mg	0,19	0,14	0,22	0,03	-0,05	0,08
Plantation	Pl	0,03	0,19	0,33	0,30	0,15	0,14
Plans d'eau	PE	0,26	0,26	0,26	0,00	0,00	0,00
Agglomérations	Ag	0,13	0,45	0,96	0,83	0,32	0,51
TOTAL		100	100	100			

Source : Amoussou, 2009

Sous-bassin lagunaire

Unités		État en 1956 (%)	État en 1985 (%)	État en 2000 (%)	Écart (2000-1956) en %	Écart (1985-1956) en %	Écart (2000-1985) en %
Forêt galerie	GF	3,51	2,94	2,54	-0,97	-0,57	-0,40
Forêt dense	FD	6,67	0,96	0,82	-5,85	-5,71	-0,14
Forêt claire et savane boisée	FC	23,10	10,96	9,22	-13,88	-12,14	-1,74
Savane arborée et arbustive	SA	29,33	29,00	20,14	-9,19	-0,32	-8,86
Savane à emprise agricole	SE	1,12	12,88	6,16	5,04	11,76	-6,72
Culture et jachère à palmiers	CP	20,77	15,97	14,29	-6,48	-4,81	-1,67
Cultures et jachères	CJ	7,02	17,44	33,95	26,92	10,41	16,51
Fourré marécageux	FM	4,86	3,79	2,65	-2,21	-1,07	-1,14
Prairie	Pr	0,95	1,02	0,27	-0,68	0,07	-0,75
Mangrove	Mg	0,50	0,29	0,41	-0,09	-0,21	0,12
Plantation	PI	0,73	2,91	7,28	6,55	2,18	4,37
Plan d'eau	PE	1,23	1,30	1,22	-0,01	0,06	-0,07
Agglomération	Ag	0,20	0,54	1,04	0,84	0,34	0,50
TOTAL		100	100	100			

Source : Amoussou, 2009

Certaines formations végétales n'ont connu une régression de leur superficie qu'à partir de 1985, ceci répond à l'augmentation de la population. Il s'agit des savanes à emprise agricole, les cultures et jachères et prairies. La mangrove est un cas particulier puisque, comme nous l'avons souligné plus haut, elle progresse dans la période récente (tableau 4.I) après une réduction très importante entre 1956 et 1985.

Toutes ces réductions de surface des formations végétales dans l'ensemble du bassin s'opèrent au profit des savanes anthropisées, des cultures et jachères : leur superficie croît de 493 738 hectares entre 1956 et 1985 et de 235 479 hectares jusqu'à 2000. De même, on note une progression spectaculaire pour les superficies en habitations et en plantations : respectivement 8 231 hectares et 88 845 hectares en 1985 ; 12 113 hectares et 190 524 hectares en 2000 (tableau II, annexe).

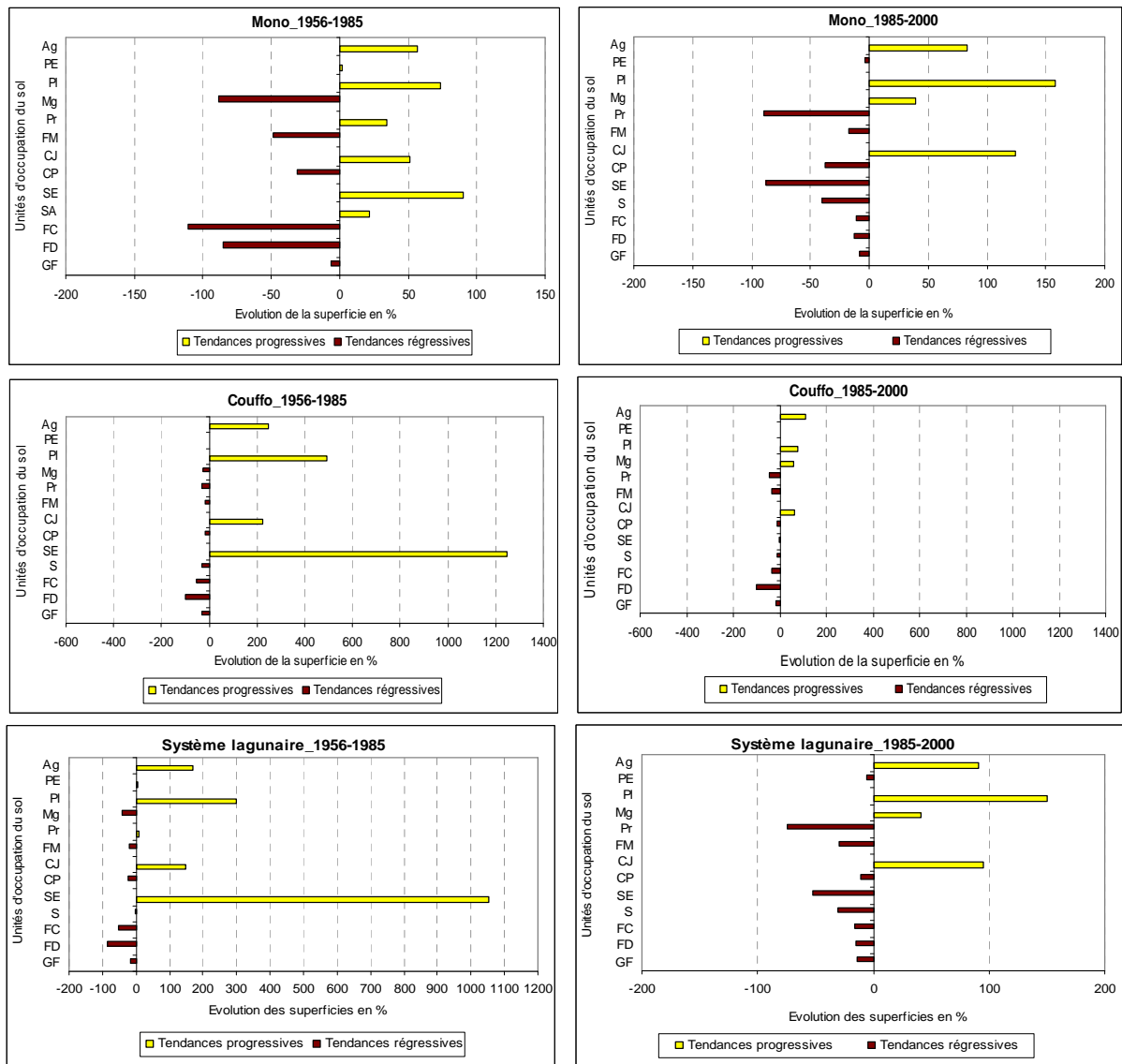
L'évolution des superficies pour chaque type d'unités d'occupation du sol dans le bassin-versant (figure 4.4) confirme que toutes les formations naturelles ont régressé de 1956 à 1985 dans chaque sous-bassin au profit des formations anthropisées telles que la savane à emprise agricole, les plantations en même temps que s'étendaient les implantations humaines (villes, villages...). Entre 1985 et 2000, la régression des formations naturelles est plus marquée, liée à l'augmentation de 83 % (Mono), 112 % (Couffo) et 91 % (lagunaire) des superficies construites. Ainsi, les besoins de la population s'accroissent entraînant la régression des formations naturelles.

Cette réduction de la couverture végétale naturelle, due à la récession pluviométrique (pour la première période) et à l'emprise humaine, conduit à une « savanisation », qui amplifie les effets érosifs, le ruissellement et les apports de charges solides dans le lit des cours d'eau du complexe. Ceci est renforcé par des pratiques agricoles (culture itinérante sur brûlis, défrichement, dessouchement, billons perpendiculaires aux cours d'eau) susceptibles d'augmenter le ruissellement (qui subit déjà l'effet de légère reprise pluviométrique des années 1990), l'érosion des sols moins protégés et le charriage des sédiments dans le lit. En revanche, la régression du couvert végétal a entraîné une augmentation de l'évaporation, liée à la forte température de surface avec, pour conséquence une réduction de l'infiltration dans les premiers horizons du sol et un déficit de recharge des réservoirs souterrains.

Le cas de l'évolution des plans d'eau mérite d'être traité à part, car dans le sous-bassin du Couffo entre 1956 et 2000, les plans d'eau gardent à peu près la même superficie. Mais, dans les sous-bassins du Mono et du système lagunaire, les plans d'eau ont grandi entre 1956 et 1985, passant respectivement de 2,04 % et 1,22 % en 1956 à 2,09 % et 1,3 % en 1985. Cette légère augmentation des superficies pourrait s'expliquer par la variation des marées, car en marée haute, on assiste à l'intrusion de l'eau marine dans le système lagunaire avec augmentation de sa superficie. En revanche, entre 1985 et 2000, les plans d'eau de ces sous-bassins ont diminué : de 4 % aux plans d'eau du Mono et de 6 % pour ceux du système lagunaire (figure 4.4). On est alors plutôt dans un contexte d'augmentation de température, de forte évapotranspiration potentielle malgré la reprise pluviométrique des années 1990 : le comblement partiel par les sédiments peut aussi avoir joué un rôle avec un système d'érosion stimulé par un ruissellement superficiel plus marqué, favorisé par une forte emprise humaine.

Globalement, la dégradation des formations végétales paraît moins importante dans le sous-bassin du Mono entre 1956 et 1985 que dans celui du Couffo ou encore et surtout celui du système lagunaire.

La figure 4.5 illustre le suivi de l'évolution de l'occupation du sol par site (5 m x 5 m) à certains sites-témoins du bassin-versant numéroté de l'amont vers l'aval (figure 4.1 supra). Elle confirme l'évolution régressive des formations végétales naturelles au profit des formations anthropiques. Ainsi, de 1956 à 2000, les sites 2 (avec forêt dense) et 3 (avec forêt claire et savane boisée), ont connu une évolution régressive complète au profit des mosaïques de cultures et jachères.



Légende		
Forêt-galerie	GF	Savane à emprise agricole
Forêt dense	FD	Culture et jachère à palmier
Forêt claire et savane boisée	FC	Culture et jachère
Savane arborée et arbustive	SA	Plantations
Fourrés marécageux	FM	Agglomérations
Prairie	Pr	Plans d'eau
Mangrove	Mg	
		SE
		CP
		CJ
		Pl
		Ag
		PE

Figure 4.4 : Évolution spatiale des unités de l'occupation du sol dans chaque sous-bassin du complexe de 1956 à 1985 et de 1985 à 2000.

La régression de la formation de mangrove (site 5) au nord du lac Ahémé s'est accentuée beaucoup plus entre 1985 et 2000. Le site 4 situé dans le sous-bassin Couffo a connu une régression de sa formation naturelle initiale (forêt dense) au profit des plantations et de la forêt claire. Le site 1, a connu une régression de la forêt dense au profit des mosaïques de cultures et jachères, mais en 2000, on assiste à une légère recolonisation du site 1 par les plantations. On peut retenir donc une réelle progression des mosaïques de cultures et jachères

au détriment des formations végétales naturelles. Ce changement spatial intervenu entre les trois périodes constitue un impact potentiel sur la dynamique hydrologique du bassin.

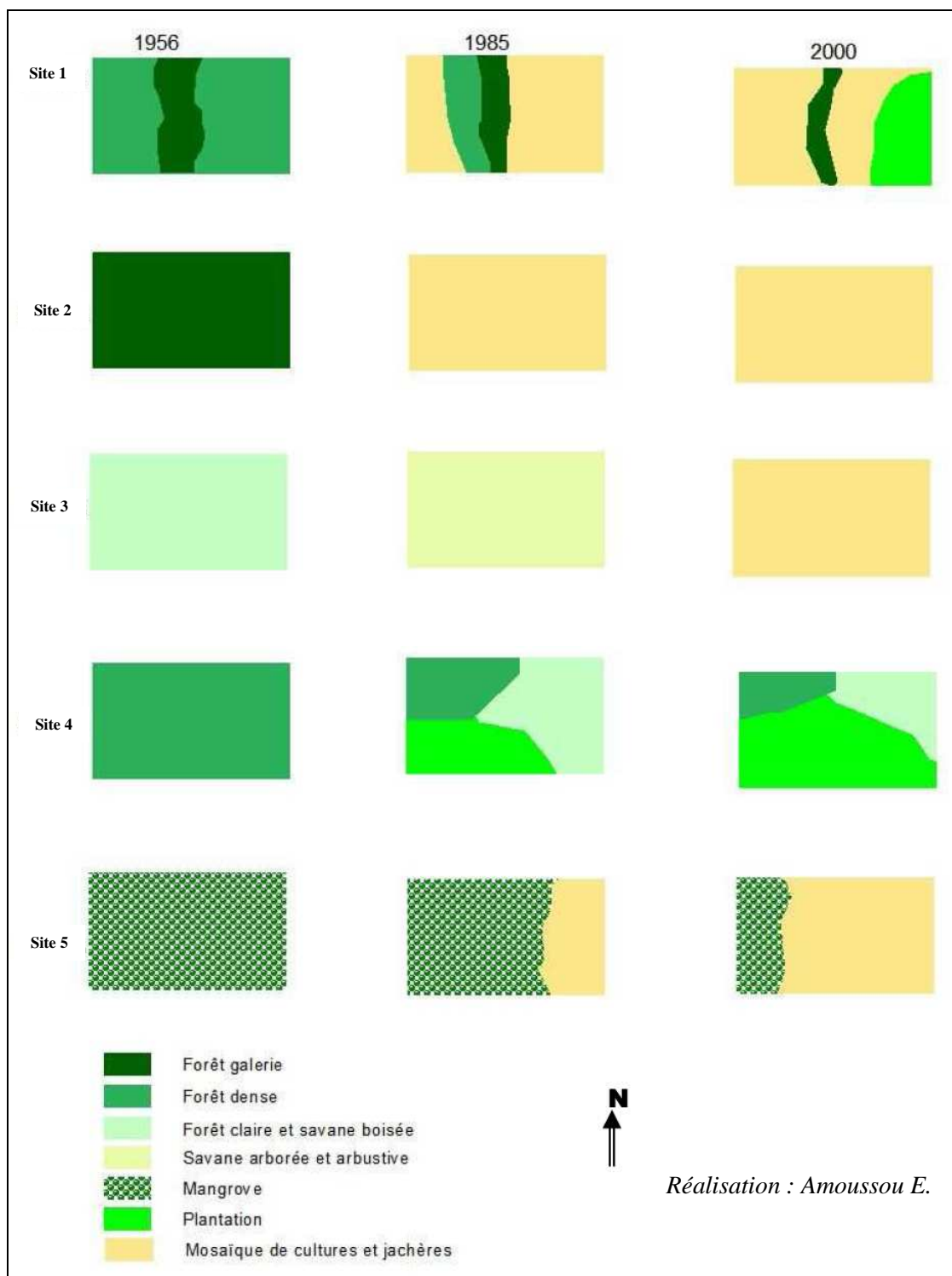


Figure 4.5. Dynamique d'occupation du sol sur quelques sites du bassin de 1956 à 2000

Le regroupement des unités paysagiques en différentes classes permet aussi de mieux interpréter le comportement des bassins (Viné, 1997a).

4.1.3. L'évolution des grandes unités paysagiques

La figure 4.6 traduit l'évolution spatiale des grandes unités d'occupation du sol pour les années 1956, 1985 et 2000. Dans le sous-bassin du Mono, la formation de forêts occupait plus de la moitié de la superficie en 1956 alors que dans son ensemble le sous-bassin du Couffo était, alors partagé entre les champs et les formations de savanes ; la même année, le système lagunaire entre les formations de savane, de forêts et de champs. En 1985, les champs occupaient la moitié de la superficie du sous-bassin du Couffo et respectivement le quart et le tiers des superficies du Mono et du système lagunaire. On note en 2000 que les champs occupent plus de la moitié des superficies de chacun des sous-bassins. Cette évolution montre que la dégradation était déjà importante sur le Couffo dans les années 1960 du fait du peuplement, l'emprise humaine sur les autres sous-bassins s'est accentuée après 1985 en relation avec l'accroissement rapide de la population.

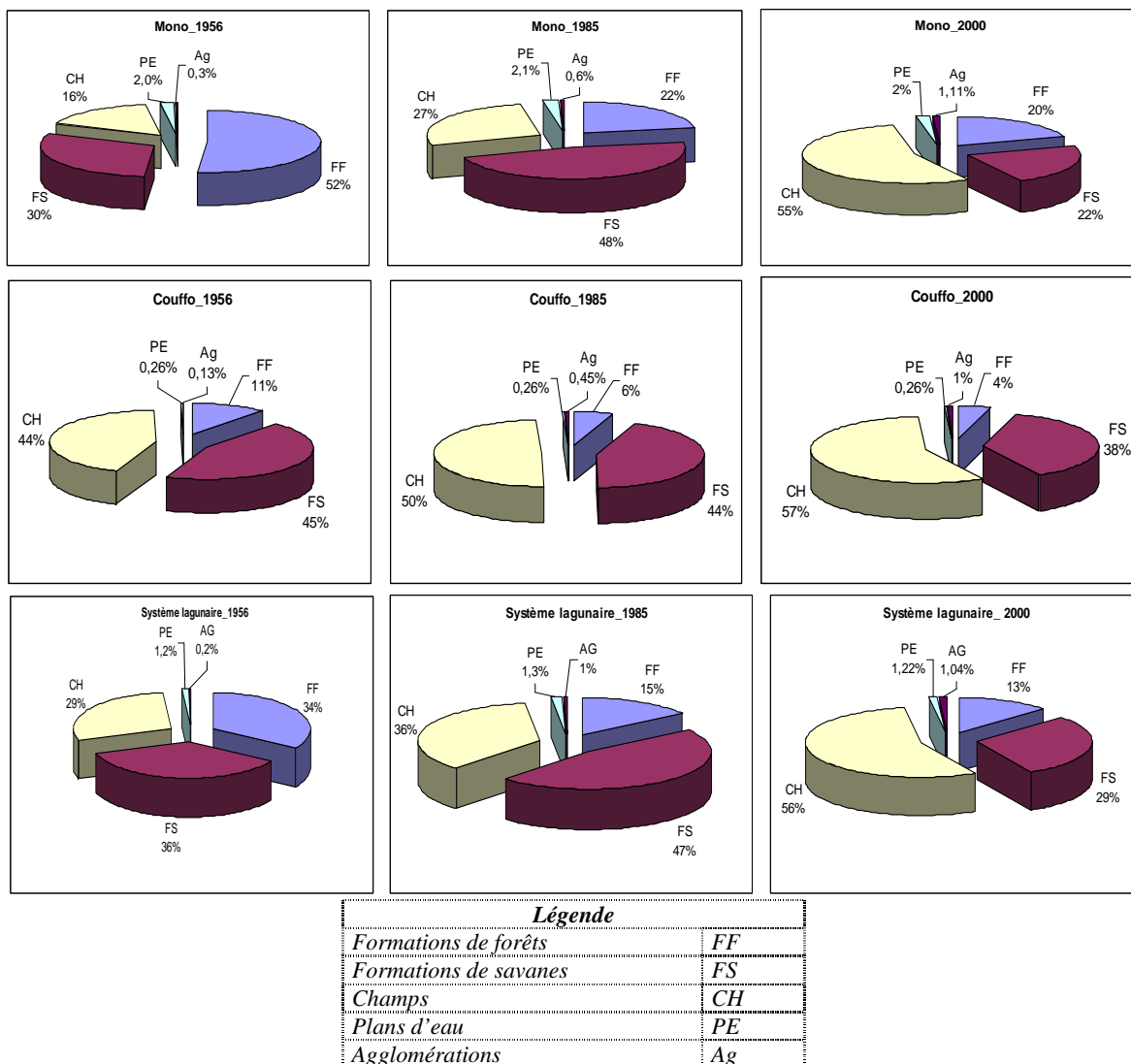


Figure 4.6 : État de l'occupation du sol dans les sous-bassins en 1956, de 1985 et 2000.

L'évolution annuelle des formations végétales entraîne une évolution progressive des terres cultivées, quatre fois plus importante en 2000 sur le système lagunaire et respectivement deux et trois fois sur le Couffo et le Mono par rapport à l'évolution entre 1956 et 1985 (tableau 4.II). Cette augmentation des superficies annuelles des champs sur le sous-bassin du Mono, est ainsi liée à la mise en place du barrage de Nangbéto. En effet, ce dernier a donné lieu à des déplacements de populations (adja, Ewé, Kotokoli, Kotafon, etc.) car, avec le barrage, les crues seront modérées et contrôlées et les étiages atténués, favorisant ainsi les travaux agricoles.

Tableau 4.II : Récapitulatif de l'évolution spatiale annuelle des superficies (en hectares) des types d'occupation du sol.

Sous-bassin Mono

Unités		État en 1956	État en 1985	État en 2000	Écart (2000-1956) par an		Écart 1985-1956) par an		Écart (2000-1985) par an	
		en ha	en ha	en ha	en ha	%	en ha	%	en ha	%
Formations de forêts	FF	1 234 614	533 381	479 928	-17 152	-1,4	-24 180	-2,0	-3564	-0,7
Formations de savanes	FS	720 151	1 150 552	538 533	-4 128	-0,6	14 841	2,1	-40801	-3,5
Champs	CH	395 354	656 966	1 312 382	20 842	5,3	9 021	2,3	43694	6,7
Plan d'eau	PE	492 74	50 263	48 206	-24	0,0	34	0,1	-137	-0,3
Agglomérations	Ag	6 307	14 538	26 651	462	7,3	284	4,5	808	5,6
Total		2 405 700	2405700	2 405 700						

Source : Amoussou, 2009

Sous-bassin Couffo

Unités		État en 1956	État en 1985	État en 2000	Écart (2000-1956) par an		Écart 1985-1956) par an		Écart (2000-1985) par an	
		en ha	en ha	en ha	en ha	%	en ha	%	en ha	%
Formations de forêts	FF	34 181	17 673	13 291	-475	-1,4	-569	-1,7	-292	-1,7
Formations de savanes	FS	133 816	131 447	112 896	-475	-0,4	-82	-0,1	-1 237	-0,9
Champs	CH	130 832	148 742	170 160	894	0,7	618	0,5	1 428	1,0
Plan d'eau	PE	781	781	781	0	0,0	0	0,0	0	0,0
Agglomérations	Ag	390	1 356	2872	56	14,5	33	8,5	101	7,5
Total		300 000	300 000	300 000						

Source : Amoussou, 2009

Sous-bassin du système lagunaire

Unités		État en 1956	État en 1985	État en 2000	Écart (2000-1956) par an		Écart 1985-1956) par an		Écart (2000-1985) par an	
		en ha	en ha	En ha	en ha	%	en ha	%	en ha	%
Formations de forêts	FF	27 470	12 324	10 566	-384	-1,4	-522	-1,9	-117	-1,0
Formations de savanes	FS	294 701	37 958	23 754	-130	-0,4	293	1,0	-947	-2,5
Champs	CH	23 194	295 223	45 141	499	2,2	218	0,9	1041	3,5
Plan d'eau	PE	1 002	1 054	994	-0,2	0,0	2	0,2	-4	-0,4
Agglomérations	AG	163	443	846	16	9,5	10	5,9	27	6,1
Total		81 300	81 300	81 300						

Source : Amoussou, 2009

Cette évolution régressive du couvert végétal est aussi liée à d'autres modifications : par exemple la reconversion des pêcheurs en agriculteurs pour la production cotonnière et alimentaire selon 96 % des enquêtés. Cela est particulièrement sensible dans le cours inférieur du bassin. Tout cela a contribué à modifier à coup sûr les paysages et la « donne » hydrologique.

Les évolutions constatées ici sont relativement conformes à celles obtenues par Louis *et al.* (2005) sur le bassin du lac Peligre en Haïti ou Vissin (2007) sur les différents sous-bassins du fleuve Niger au Bénin. Elles confirment l'hypothèse selon laquelle le premier facteur de dégradation du bassin est l'accroissement démographique et des terres agricoles, qui s'est conjugué avec une péjoration pluviométrique, malgré la légère reprise de la décennie 1990. Les surfaces cultivées occupent à elles seules 55 % de la superficie totale du bassin en 2000 contre 18 % pour les formations de forêts. Or, d'après Toth et Zoltan (1974), Fournier (1975) et Roose (1983), les formations forestières jouent un rôle de conservation et fertilisation des sols, de réduction du ruissellement et des processus érosifs.

Cette forte progression de la superficie des terres cultivées au détriment des formations naturelles est en partie liée au régime de la propriété foncière ou plutôt à l'absence d'une véritable réglementation foncière. Jusqu'ici, aucun des deux pays n'a pu résoudre ce problème de protection et de mise en valeur des terres. Ajoutons le rôle des mutations sociales observées dans les années récentes : un fort exode rural avec afflux de villageois, des jeunes en particulier vers les agglomérations côtières. L'épuisement des réserves halieutiques du système lagunaire pousse les populations vers l'intérieur à la recherche de terres agricoles. Ainsi, l'évolution actuelle des états de surface du complexe est la résultante de changements climatiques et de mutations socio-économiques profondes, représentant un forçage important. Des interactions nombreuses interviennent d'ailleurs entre ces éléments « naturels » et les sociétés du complexe en pleines mutations, et elles peuvent avoir des conséquences potentielles sur l'écoulement.

4.2. Effets des états de surface sur l'écoulement

4.2.1. Point des connaissances sur les relations entre les changements d'occupation du sol et l'écoulement

Au cours des dernières années, les recherches des impacts de l'évolution du couvert végétal (« dynamique des états de surface ») sur la variabilité des écoulements, dans différentes régions du monde se sont multipliées. Les études ont porté sur l'impact des états de surface

sur les écoulements, l'infiltration et le ruissellement, d'une part et sur l'érosion et par conséquent sur la sédimentation, d'autre part. On relèvera notamment les travaux de Casenave et Valentin (1989), Viné et Puech (1994), (Lamachère, 1994), Lamachère et Puech (1997), Viné (1997a et b) et Vissin (2007) qui tous soulignent la complexité et l'importance des moyens que nécessite ce type d'étude, jusqu'ici restée embryonnaire.

Albergel (1988) a montré que la simulation des lames d'eau écoulées à l'échelle très fine, parfois de quelques mètres carrés de superficie au Burkina-Faso, met en évidence trois paramètres : la végétation, la rugosité du sol et les remous causés par les gouttes de pluie. Ainsi, les sols soumis au ruissellement hortonien sont des sols qui se déstructurent facilement sous l'effet de fortes intensités de pluie. Les pores superficiels sont obstrués et les vitesses d'infiltration diminuent sans pour autant que le sol soit saturé en dessous de la couche superficielle. L'eau qui ne s'infiltré pas, ruisselle ensuite en surface. À partir de ces constats, ont été élaborés des descripteurs permettant de qualifier un sol (état de surface élémentaire) et de lui associer une lame ruisselée. Ceci a conduit à l'établissement d'une équation hydrodynamique à quatre paramètres ($Lr = a.P + b.P.IPA + c.IPA + d$, avec Lr , valeur moyenne de la lame ruisselée en mm, P , hauteur de pluie en mm, IPA , indice des pluies antérieures en mm, a , b , c et d , paramètre du modèle) appelée « modèle simulateur » dont les valeurs sont référencées dans le « catalogue » de Casenave et Valentin (1989). Ainsi, la fonction de ruissellement liée à l'état de surface est définie en combinant le modèle simulateur des lames ruisselées de chaque surface élémentaire *au prorata* du pourcentage de surface occupée par chacune d'elles.

Lamachère et Puech (1997) ont par ailleurs souligné dans « *Cartographie des états de surface dans la région d'Oursi* » au Sahel que l'utilisation de la télédétection pour la cartographie des états de surface permet d'estimer l'aptitude des sols à l'infiltration et au ruissellement. Les mesures hydrologiques effectuées et des pluies simulées ont montré qu'il existe trois facteurs principaux qui interviennent sur le comportement hydrique des sols : le type de sol, le couvert végétal et l'organisation superficielle du sol (Casenave et Valentin, 1989). De plus, en se basant sur les travaux de l'ORSTOM (actuellement IRD, Institut de Recherches pour le Développement) effectués en zone sahélienne, qui ont montré également le rôle primordial des états de surface dans la genèse des écoulements, Casenave et Valentin (1989) ont pu établir des équations hydrodynamiques à l'échelle du mètre carré. Ainsi, ils ont cartographié les états de surface par télédétection (images LANDSAT ou SPOT), qui peuvent être intégrés aux modèles hydrologiques « MODLAC » et « SIMULATEUR ». Les résultats révèlent

l'existence d'écarts entre les prévisions du modèle et les informations observées, le passage du local au global étant la difficulté essentielle pour l'estimation des volumes écoulés.

Viné (1997a), dans ses travaux, a analysé le rôle des états de surface et en particulier du couvert végétal dans l'écoulement du site du Réal Collobrier implanté dans le Massif des Maures en France et sur celui du Mare d'Oursi situé dans la région d'Oudalan au nord du Burkina-Faso. Il a pour cela développé deux approches : d'une part, une approche désagrégative qui consiste à étudier le rôle des facteurs « états de surface » et « végétation » sur une superficie globalement exploitable et, d'autre part, une approche d'analyse hydrologique globale (états de surface non exploitable) prenant en compte l'étude des petits bassins-versants forestiers méditerranéens incendiés du Meffrey et du Rimbaud. L'auteur tente de comparer le fonctionnement hydrologique d'un bassin incendié (Réal Collobrier) avec celui d'un bassin non touché par l'incendie (Mare d'Oursi). Cela a permis de mettre en évidence le rôle hydrologique (de production et de transfert) de la végétation. Pour cette étude, l'auteur a combiné la télédétection, les modèles numériques de terrain (MNT), le coefficient d'écoulement et de tarissement, et le modèle GR2M, la cartographie des états de surface. Les données utilisées sont celles du satellite NOAA-AVHRR de résolution 1 km² permettant d'accéder à la valeur instantanée du flux de chaleur latente (LE) et à celle de l'évapotranspiration journalière (ET+) (Seguin *et al.*, 1994) ; celles du satellite SPOT (pour les « soil brightness index » : indice de brillance des sols et « perpendicular vegetation index » : indice de végétation) et celles des variations saisonnières de la biomasse herbacée et des cycles de phytomasse. Ces informations renseignent sur les variations spatiales de l'évaporation (Seguin et Itier, 1983) qui influencent l'écoulement ; mais elles restent encore trop grossières pour une utilisation spatio-temporelle valable.

De même, des contraintes concernant l'analyse hydrologique restent encore à souligner : l'intensité des pluies maximales (Imx) qui peuvent être enregistrées sur le pluviographe du bassin : en cinq minutes (mm/h), la hauteur de pluie tombée (P20) avec une intensité supérieure à 20 mm/h (en mm), l'état d'humidité (IK) superficielle et interne des sols (mm) décrit par un indice de précipitations antérieures (indice dit de Kohler) : $IK = (IK_{n-1} + P_{n-1})e^{-0.5.ta}$ avec IK_n : indice de la pluie n , P_n : hauteur de la pluie n , ta : durée en jours entre les pluies $n-1$ et n .

Viné (1997a) montre également que le rapport entre la lame écoulée (L) et la précipitation (P) qui donne le coefficient d'écoulement n'est jamais parfait, puisqu'il existe un écart important

entre la pluie mesurée au pluviographe et la pluie réelle tombée au sol (de 20 à 40 % d'écart pour les pluies de 50 mm). La vitesse du vent semble être le facteur explicatif de ces écarts, de même que l'interception d'eau par la végétation (Chevalier *et al.*, 1985).

Les résultats de ces recherches ont donc montré que, pour les bassins incendiés, les valeurs moyennes des coefficients de tarissement après le feu sont totalement différentes de celles d'avant le feu. Après incendie, les bassins présentent une fonction de transfert proche de celle de bassins où le ruissellement de surface est prépondérant. Dans ce contexte, Schober (1996) souligne que le tarissement est d'autant plus rapide que le bassin est sec et la pluie intense. Considérant la production mensuelle des écoulements, il montre que l'augmentation d'écoulement et la diminution temporaire du volume de remplissage du réservoir initial témoignent d'une large dégradation de la végétation, ce qui est conforme aux résultats trouvés dans le sous-bassin du Mono où on note un déficit de recharge avec une augmentation de l'écoulement. En outre, le transfert des eaux vers l'exutoire des deux bassins incendiés (Meffrey et Rimbaud) se trouve nettement accéléré pour des épisodes de crues, et varie selon la distance qui sépare l'espace brûlé et l'exutoire du fleuve. Les valeurs du coefficient d'écoulement dépendent aussi de la taille du bassin. Ces coefficients d'écoulement sont plus élevés au début de la saison des pluies quand les sols sont dénudés, et diminuent avec la croissance végétative, qui s'accompagne d'une intensification de l'activité des faunes et des flores du sol. Avec un faible taux de végétation, les écoulements sont significativement importants à certaines périodes pluvieuses ($P > 20$ mm). Ainsi, le ruissellement de surface est important (Travi *et al.*, 1994), mais limité après trente minutes d'averse à 60 mm/h (Viné, 1997b). Les volumes d'écoulement augmentent et l'aptitude à l'infiltration diminue (impact de remplissage du réservoir initial).

Cependant, si en régions aride ou semi-aride, les principaux facteurs conditionnels des écoulements sont liés aux états de surface, le « réservoir sol » ayant un rôle mineur dans l'explication des écoulements, il n'est pas certain qu'il en soit de même en région relativement humide comme sur notre domaine d'étude où la présence de la végétation protège le sol et favorise l'infiltration des eaux (Viné, 1997a ; Amoussou, 2005).

Les travaux de Gineste (1997), sur le bassin de la Mare d'Oursi au Burkina-Faso, se sont appuyés conjointement sur l'information satellitaire et la modélisation hydrologique, en associant le potentiel de ruissellement de différentes catégories d'occupation du sol. Pour cela sont utilisées les tables du modèle SCS (Soil Conservation Service) Curve Number qui fournissent une estimation de la lame ruisselée selon le type de sol et son occupation. Cette

méthodologie a été appliquée à trois bassins à l'échelle de pixels de l'ordre de 900 m² au niveau de la production et du transfert, additionnés *au prorata* des états de surface. Toutefois, l'analyse montre que ces estimations sont entachées d'une forte dispersion. Leur efficacité est liée à la « force » de liaison entre l'occupation d'un type de sol et sa capacité d'infiltration. La même méthodologie avait permis à Puech (1993) d'obtenir des résultats plus ou moins fiables sur deux des trois bassins sahéliens étudiés, avec des écarts entre lame prédite et lame totale observée de 47 et 90 % sur les bassins de Thyssé et de Kaymor au Sénégal. Mais le bassin de Ndorola, situé dans une région à la fois plus humide (frange soudano-sahélienne du Burkina-Faso) et moins cultivée, ne restitue que 5 % de la lame prédite. Ainsi, jusque-là, cette méthodologie semble peu adaptée aux zones plus humides. Puech (1993) affirme que les méthodes utilisées en zones hortonniennes (sahéliennes) ne sont guère applicables aux régions de climats plus humides où, selon lui, le ruissellement n'est pas conditionné par l'occupation du sol, mais plutôt, par la position de la parcelle dans la topo-séquence et par les humidités initiales du versant. Ajoutons que la plupart des études antérieures ont été menées dans les zones sahéliennes sur des superficies allant du mètre carré au kilomètre carré. Notre étude, porte sur des milliers de kilomètre carrés, or pour Gineste (1997), les concepts de production et de transfert (modèle GR2M) dépendent aussi de l'échelle d'application et tendent à désynchroniser des processus concomitants.

Vissin (2007) a étudié l'impact de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger, un domaine où règne le climat soudanien atténué, mais plus humide que le domaine sahélien. Après une analyse approfondie des études antérieures, il a adopté la méthode d'analyse diachronique des cartes d'occupation du sol de 1979 et 1992, puis l'analyse des relations entre les données de NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) et d'autres paramètres tels que pluie, écoulement, infiltration et évaporation pour évaluer l'influence des états de surface sur les termes du bilan hydrologique. Son analyse montre une dégradation des formations végétales, et un probable lien entre écoulement et dégradation du couvert végétal, bien que les outils à disposition restent imparfaits pour le démontrer de façon certaine. Comme le remarque l'auteur, les résultats en zones humides sont moins concluants, comparativement à ceux des zones hortonniennes.

Toutes ces études démontrent qu'il existe un lien réel, mais délicat à mettre en évidence, entre l'état de la végétation et l'écoulement. Ainsi, une végétation en place permet une parfaite infiltration, mais son absence ou sa dégradation accélère le ruissellement et l'écoulement

superficiel. Ces résultats ont été appliqués à des zones non sahéliennes du fait de manque d'informations sur la zone tropicale humide.

4.2.2. Impact de l'évolution de l'occupation du sol sur les écoulements dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo

L'écoulement résulte de la différence entre la précipitation et la somme de l'évaporation et de l'infiltration (méthode du bilan hydrologique, cf. chapitre 2). La variation de ces composantes dépend notamment des types de sol et du couvert végétal.

Il s'agit ici de mettre en évidence les effets observés des modifications des états de surface (végétation, cultures...) sur les différents termes caractérisant l'écoulement. On utilise les données de pluie et d'écoulement sur la période de 1961 à 1985 d'une part, et de 1985 à 2000 d'autre part, afin tout d'abord de rechercher les liens entre précipitations et écoulement suivant les deux sous-périodes. Nous recherchons ensuite une relation de ce dernier avec l'évolution du couvert végétal.

Le tableau 4.III présente l'évolution de la pluie, de l'écoulement et du déficit d'écoulement pour les sous-périodes 1961-1985 et 1985-2000 dans les deux sous-bassins.

Tableau 4.III : Récapitulatif de la variation des termes pluies, écoulements et déficits d'écoulements dans les deux sous-bassins entre les périodes 1961-1985 et 1985-2000.

	Pluie (mm)		Écoulement (mm)		Déficit d'écoulement (mm)	
	Mono	Couffo	Mono	Couffo	Mono	Couffo
1961-2000	1 217	1 040	175	95	1 043	945
1961-1985	1 218	1 031	163	96	1 055	936
1985-2000	1 223	1 056	194	94	1 029	963
Écart	5	25	31	-2	-26	27
Pourcentage (%)	0,4	2,4	19	-2,1	-2,5	2,9

L'analyse de ce tableau 4.III souligne une très légère augmentation des lames d'eau précipitées dans les deux sous-bassins-versants au cours de la sous-période 1985-2000, plus importante sur le Couffo que sur le Mono. On note un écoulement à la hausse sur le Mono (+ 19 %) avec 5 mm de pluie, alors qu'il a baissé sur le Couffo (-2,1 %) tandis que la pluviométrie s'est accrue de 25 mm.

La non répercussion de l'augmentation de la lame d'eau précipitée dans l'écoulement pourrait se justifier par le fait que cette hausse des précipitations est plus partagée sur les mois secs à très forte évapotranspiration que sur les mois humides (figure 4.7). Cela peut être donc dû aux phénomènes de pertes soit à la faiblesse de la capacité du réservoir souterrain du Couffo. Sur

le Mono également, ces excédents pluvieux sont moins importants et sont plus concentrés sur les mois humides (figure 4.7), où l'évaporation est limitée. Ainsi, entre 1985-2000, le Mono a pu bénéficier au mieux de ces apports pluvieux.

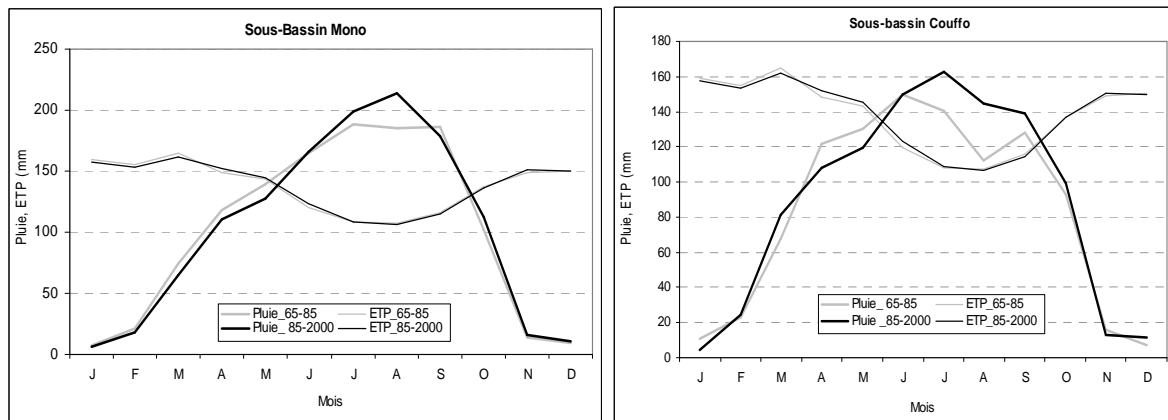


Figure 4.7 : Variation mensuelle de la pluie et de l'ETP dans les sous-bassins Mono et Couffo au cours des deux sous-périodes.

Cependant, les différences entre l'évolution climatique et l'évolution hydrologique pourraient aussi en partie être liées aux changements des conditions de surface. C'est ainsi que pour le Mono, la dégradation de la végétation a pu entraîner une diminution de l'évaporation et donc une diminution du déficit d'écoulement. En revanche, la baisse de l'écoulement sur le Couffo à Lanta semble liée à une demande évaporatoire importante suite à l'augmentation des températures minimales et maximales (figure 3.16 supra). De même la dégradation du couvert végétal due aux activités humaines dans le sous-bassin du Couffo aurait entraîné une réduction de l'infiltration par la porosité qu'elles génèrent, facilitant ainsi un drainage rapide de l'eau. En effet, si le sol n'est pas saturé, l'érosion induite réduit la capacité de réserve en eau du sol.

Une analyse de l'évolution des termes du bilan hydrologique de juin à septembre entre 1965-1985 et 1985-2000 (tableau 4.IV) permet de décrire les écoulements mensuels et de pointe (crue).

Le tableau 4.IV montre une augmentation de l'écoulement (12 mm) durant les mois humides de 1985 à 2000 par rapport à ceux de la période 1961-1985 sur le Couffo, avec une évaporation qui a augmenté de 50 mm, qui se traduit par un fort déficit d'écoulement. Ceci suggère que la plus grande partie de la lame d'eau supplémentaire précipitée (+67 mm) s'évapore et que l'infiltration est très faible (3 mm) pour soutenir les débits d'étiage. Or, selon Harr et McCorison (1979) et Fritsch (1995), le couvert végétal réduit les gains d'écoulement

et accélère l'infiltration. On peut ainsi déduire que la dynamique hydrologique du Couffo est liée au défrichage des terres pour l'agriculture.

Tableau 4.IV : Récapitulatif du bilan hydrologique au cours des quatre mois humides suivant les sous-périodes 1965-1985 et 1985-2000.

		juin	juillet	août	septembre	Total
Sous-bassin du Mono à Athiémé						
1965-1985	Pluie (mm)	164	188	185	186	723
	Écoulement (mm)	7	24	39	51	121
	ETR (mm)	119	108	107	114	448
	Infiltration (mm)	38	57	39	21	155
Sous-bassin du Couffo à Lanta						
1965-1985	Pluie (mm)	150	140	112	128	530
	Écoulement (mm)	11	19	15	18	63
	ETR (mm)	113	90	87	101	391
	Infiltration (mm)	26	31	11	9	77
1985-2000	Pluie (mm)	150	163	145	139	597
	Écoulement (mm)	7	21	23	24	75
	ETR (mm)	123	108	99	111	441
	Infiltration (mm)	20	33	23	4	80

Sur le Mono, l'augmentation des précipitations (+34 mm) des mois humides pendant la même période, n'a pas engendré un écoulement à la hausse, mais une plus forte « infiltration » (+33 mm), du moins relativement, car une partie de la quantité d'eau « infiltrée » peut s'être évaporer. Cependant, la baisse de l'écoulement en saison humide (- 5 mm) se justifie aussi par l'effet modérateur du barrage et de l'évaporation directe sur la retenue, ce qui témoigne la baisse de 3 % des débits de crue. Mais la forte variation d'infiltration observée en saison humide pourrait justifier en partie par l'augmentation des débits d'étiages et par-là une hausse de 19 % de l'écoulement annuel (tableau 4.III supra).

L'étude de la relation entre les anomalies standardisées de pluie et de l'écoulement permet de mettre en évidence l'évolution tendancielle de la pluie et de l'écoulement durant les sous-périodes 1961-1985 et 1985-2000. Elle permet d'apprécier l'influence potentielle des changements d'occupation du sol sur l'écoulement surtout sur la sous-période 1985-2000, les sous-bassins étaient moins dégradés en 1985.

La figure 4.8a traduit une tendance à la baisse des précipitations et de l'écoulement de 1961 à 1985, mais très marquée de 1971 à 1985 dans les deux sous-bassins-versants. Cependant, dans l'un comme l'autre des deux bassins, on remarque que les pentes des droites de tendances des

deux variables précipitations et écoulement sont quasiment identiques. On peut poser l'hypothèse que la dégradation modérée des états de surface qui caractérise cette période n'a pas encore vraiment d'incidence sur la relation pluies-débits. Par contre, pour la sous-période 1985-2000 (figure 4.8b), on note une hausse de l'écoulement dans les deux sous-bassins. Cette évolution des lames d'eau écoulée est très différente de celle des précipitations. En effet, on voit que les précipitations sont en diminution sur le Mono et stationnaire sur le Couffo. La dégradation de la relation pluie et écoulement de 1985 à 2000 (surtout pour le Couffo) et surtout cette non-concordance des tendances pourraient être en partie imputables à la diminution croissante des superficies des formations naturelles. Ces dernières retiennent l'eau de pluie qu'elles restitueraient lentement, émoussant les crues et constituant un soutien véritable des étiages (Cosandey *et al.*, 2003 ; Vissin, 2007). À l'opposé, une réorganisation de la surface du sol, labourée (surtout avec des billons perpendiculaires au lit des rivières) par exemple, engendre aussi une diminution de l'infiltration et occasionne un ruissellement qui, selon Poss *et al.* (1990) est de l'ordre de 40 % dès la deuxième pluie.

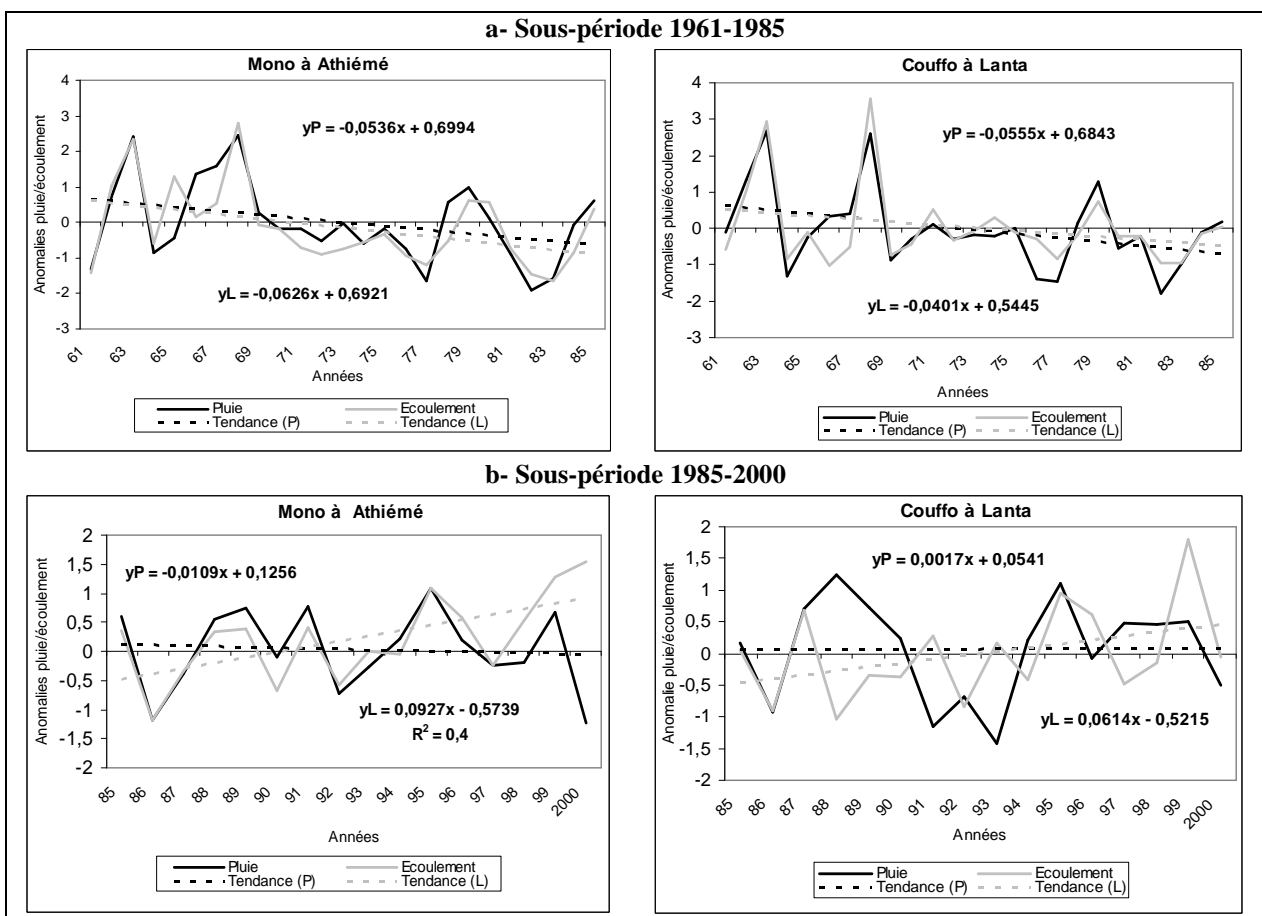


Figure 4.8 : Variation interannuelle de la pluie et de l'écoulement dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo.

En outre, la jachère génère de faibles ruissellements (Fournier *et al.*, 2000 ; Vissin, 2007) à l'échelle d'un bassin-versant. Ainsi, la régression de la superficie des jachères de 26 % sur le Couffo en 2000 par rapport à celle de 1982 (Amoussou, 2005) peut accroître le ruissellement : la réduction continue des espaces en jachères induite par la croissance démographique accentuerait la production des écoulements de surface.

Ceci est conforme aux résultats de Mahé *et al.* (2005), qui soulignent pour certaines régions du Sahel, qu'avec la régression des formations naturelles, et la progression des cultures, les écoulements augmentent, même dans un contexte de déficit pluviométrique.

Les différentes formes de dégradation des états de surface du bassin contribueraient ainsi à un amenuisement progressif des ressources en eau et à l'augmentation des charges solides du fait de l'érosion accrue suite à un plus fort écoulement et/ou ruissellement.

4.3. Recherche sur l'impact du changement d'occupation du sol sur la sédimentation

4.3.1. Point des connaissances sur les relations entre les changements d'occupation du sol et l'érosion

L'évolution de l'occupation du sol a longtemps été l'une des principales variables mises en cause pour expliquer la dynamique sédimentaire. Son rôle est plus qu'évident, en particulier à cause de l'érosion des sols qui fournit la majorité des sédiments alimentant la turbidité des écoulements (Douvinet *et al.*, 2006 ; Douvinet, 2006). L'impact de la dégradation du couvert végétal sur les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation a été jusqu'ici assez peu abordé par les chercheurs, surtout en Afrique tropicale humide. Parmi les travaux récents, on peut citer ceux de Chédly Rabia et Zargouni (1990), de Neboit (1991), de Louis *et al* (2005), d'Achab *et al.* (2005).

Chédly Rabia et Zargouni (1990), dans « *Cartographie du couvert sédimentaire dans le Chott Jerid et ses environs (Sud tunisien) par la télédétection* » ont conclu que la télédétection spatiale, dans un but cartographique, couplée avec des connaissances profondes des conditions hydrogéologiques, géochimiques et météorologiques, constitue un apport certain pour la compréhension de la dynamique sédimentaire dans les zones semi-arides. Toutefois, cela suppose que les images soient traitées numériquement et qu'on intègre les données de géochimie, d'hydrologie et de météorologie à celles de la télédétection pour une meilleure interprétation des processus. Cette méthode permet ainsi de replacer les différents phénomènes de dégradation du couvert végétal dans leur contexte régional.

Danloux et Laganier (1991) ont étudié les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation sur des bassins anthropisés en Nouvelle-Calédonie. La méthodologie utilisée par ces auteurs consiste à scanner et à rectifier les différentes images satellitales et aériennes et à les superposer à des fonds de réseaux hydrologiques (cartes au 1/50 000^e de l'IGN) pour saisir l'évolution des lits fluviaux. Ils soulignent que la quantification de l'érosion implique l'évaluation correcte sur une longue période des données de transports en suspension ou par charriage, et les flux des matières dissoutes. Ils ont aussi fait des mesures à la sortie du bassin de l'Ouenghi (à vocation minière) et de la vallée de la Pouembout (à vocation agricole et très vulnérable à l'érosion) de 1974 à 1982. Dans cette vallée, trois sous-bassins ont été étudiés : deux épargnés par l'activité minière (Kopéto et Papainda) et la Pouala.

Ils montrent que les forts taux de matières en suspension sont relevés dans le bassin anthropisé et les plus faibles taux dans les bassins épargnés de toute activité minière et agricole. Dans le bassin de la Ouenghi, caractérisé par une reprise des activités après un temps de repos, les apports diminuent largement dans le temps, passant de 200 000 à 60 000 t/an, ce qui montre qu'un terrain dégradé est plus érodé dans les premières années. Par la suite, le sol se tasse et est moins sensible à l'érosion. Cela souligne l'importance de la dynamique des états de surface sur le transport des flux de sédiments dans un espace continuellement exploité. Cette analyse de Danloux et Laganier (1991) souligne aussi que le lit mineur de l'Ouenghi a connu de 1955-1989, un ensablement qui est proportionnel à l'activité érosive des versants.

Louis *et al.* (2005) dans « *Remote sensing of the dynamic and sedimentation in Peligre lake, Haïti* », ont travaillé sur trois principales sources de données : les photographies aériennes de 1964, 1978 et 2002, une image HRV de SPOT de 2000, des mesures bathymétriques et statistiques de terrain. Ils cherchent à lier l'évolution de la végétation haïtienne à la progression de la sédimentation dans le lac Péligre. Les interprétations visuelles et numériques ont été validées par des vérifications sur le terrain (novembre 2002 et avril 2003), par des études bathymétriques antérieures et par des entrevues avec les cadres en charge de la gestion du barrage et par des enquêtes auprès des usagers. Le bassin concerné est principalement agricole comportant des vergers qui entourent la résidence du fermier où la couverture végétale pérenne est généralement dense et des parcelles de cultures saisonnières pratiquées en association (céréales, légumineuses et tubercules) et disséminées sur les pentes, les vallées et les plateaux. Le lac Péligre est situé sur un bassin-versant de 6 615 km² et reçoit une pluviométrie moyenne annuelle de 3 200 mm/an dans les zones de montagnes et entre

1000 et 2 000 mm/an pour les zones de plaine et de basse vallée. Ces auteurs ont aussi montré, avec l'utilisation de la classification appliquée à l'image HRV, que l'érosion engendrée par l'amenuisement de la couverture végétale a contribué à un engorgement rapide du lac et par conséquent, à la réduction de la capacité du réservoir. Cette régression du couvert végétal étant ici liée à un défrichement intense par les populations, la croissance démographique représente à ce titre un forçage important.

De 1964 à 1978 sur l'ensemble du bassin-versant haïtien, les processus d'érosion ont progressé, notamment à la faveur de la diminution de la couverture végétale pérenne. Ainsi, en un intervalle de quatorze ans, le banc principal de sédiments a progressé de 5,85 % (soit 1 426 hectares, c'est-à-dire 78 ha/an) par rapport aux 29 400 hectares de superficie du plan d'eau. Avec les images HRV, ils ont montré également qu'entre 1978-2000, les sédiments ont progressé sur une superficie additionnelle égale à 7,6 % de la superficie du lac, soit une progression d'environ 2 234 hectares (101 ha/an). Ces résultats confirment ceux de Lalonde *et al.* (1989), qui avaient montré que le fond du lac se relève continuellement sous l'effet des apports sédimentaires liés à la dégradation du couvert végétal.

Tous, ces travaux montrent bien l'influence de la dynamique des états de surface sur l'érosion et la sédimentation. Ils permettent de comprendre que ce sont les espaces dégradés d'un bassin-versant qui produisent les forts taux de MES, car ils sont les plus érodés. Toutefois, il est très difficile en pratique de mettre en évidence et de quantifier les relations état de surface/dynamique hydro-sédimentaire. Nous allons néanmoins utiliser les approches développées par Louis *et al.* (2005) pour rechercher le lien possible entre le comblement du lit du système lagunaire du complexe et l'évolution du couvert végétal. Avec l'utilisation des données d'occupation du sol (1956, 1985 et 2000), de la croissance démographique, des MES, de l'indice d'agressivité climatique nous tentons d'analyser l'impact potentiel de la dynamique des états de surface sur la sédimentation du système lagunaire (lagune côtière-chenal Ahô-lac Ahémé). Rappelons toutefois que, les méthodes de prédiction retenues sont mieux adaptées très réduits, ce qui n'est pas le cas de notre champ d'étude.

4.3.2. Impact de l'occupation du sol sur la sédimentation dans le complexe Mono-Ahémé-Couffo

L'érosion selon Universal Erosion Equation (Fort Ord OE Risk Assessment Protocol, 2002), est la somme des facteurs d'érosivité des pluies, d'érodibilité des sols, de la pente, de la longueur de pente, de la couverture végétale et le facteur des mesures anti-érosives,

déterminant dans la sédimentation du bassin. Les facteurs qui varient ici le plus sont les précipitations et le couvert végétal, et ils sont capitaux pour définir l'érodibilité des sols. Les précipitations ont connu dans le bassin respectivement une légère augmentation dans la décennie 1990 et dans le même temps, on a enregistré une dégradation des milieux liée à la croissance démographique et à l'accroissement des terres agricoles. La pente, elle, conditionne l'importance des sédiments drainés. Mais, selon Domingo (1996), l'influence de la pente est surtout subordonnée à l'état de la couverture végétale. Dans cette section, il s'agit d'analyser la dynamique du couvert végétal et l'érosion afin d'en tirer des conséquences sur la dynamique sédimentaire du bassin.

La figure 4.9 présente l'évolution des unités paysagères en 1956 et en 2000 dans la partie sud (basse vallée) du bassin, un secteur où la pression anthropique et la dégradation de l'environnement sont les plus manifestes. Il est le siège des apports hydro-sédimentaires du Mono, du Couffo et de l'océan Atlantique par le biais de l'embouchure et conjointement des charges solides ruisselées à partir des plateaux encadrant la basse vallée. La figure 4.9 montre une disparition complète en 2000 des formations végétales naturelles des plateaux, en particulier ceux encadrant le lac Ahémé au profit des mosaïques de cultures, jachères et des habitations. On note ainsi une installation grandissante des agglomérations en bordure des plans d'eau, avec la disparition par endroits de la mangrove. Dans ce secteur du bassin, la dégradation du milieu est particulièrement marquée le long du lac Ahémé, du chenal Ahô et de la lagune côtière, avec des apports sédimentaires qui accélèrent leur ensablement et/ou leur envasement. On a souligné plus haut une diminution de la superficie des plans d'eau de 4 % (soit 2 116 hectares) au cours de la période 1956-2000.

Le couvert végétal a une action protectrice (Cerdan, 2001). Ainsi, une bande enherbée de 6 m avec une pente de 10 % réduit de 76 à 98 % l'érosion. *A contrario*, la réduction des formations végétales naturelles dans le bassin-versant accélère le ruissellement et par là même l'érosion et la sédimentation. Ajoutons, en suivant Toth et Fekete (1974) que la dégradation du couvert végétal dans un bassin-versant suite à une forte emprise agricole a également une influence négative sur la qualité des eaux si rien n'est fait pour la contrôler. C'est le cas sur le bassin-versant du bassin Mono-Ahémé-Couffo, comme nous le verrons dans le chapitre 5.

En tout cas, la forte dégradation du couvert végétal dans les basses vallées du complexe, autour du lac Ahémé est sans doute un des facteurs les plus importants du comblement des lits des cours et plans d'eaux, déjà décrit par plusieurs auteurs (Oyéde, 1983 et 1991 ; Salami et Tchawlassou, 1992 ; Roche International, 1999 ; Amoussou, 2003).

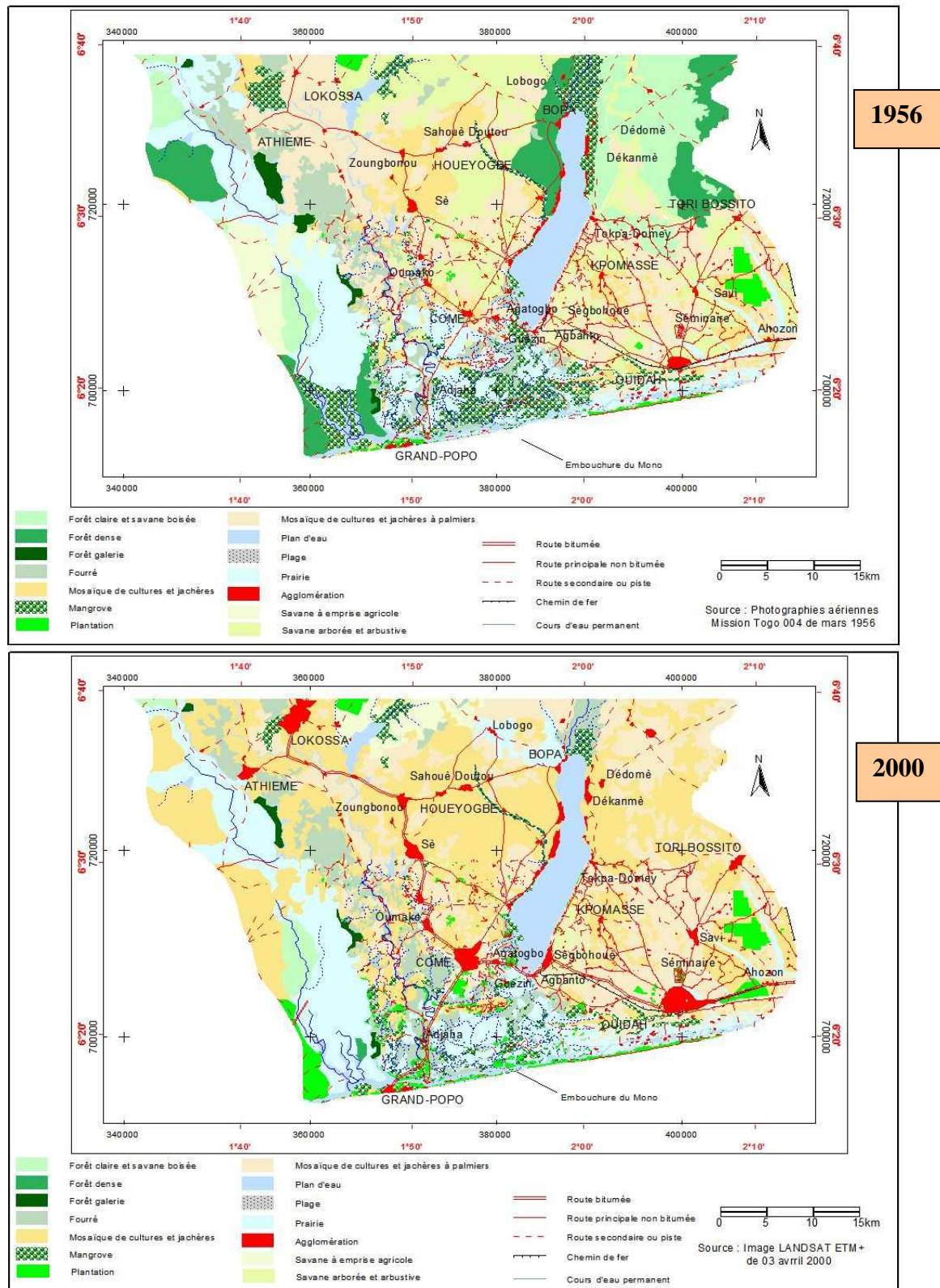


Figure 4.9 : État d'évolution des unités paysagères au sud du bassin entre 1956 et 2000.

L'intensification de l'érosion latérale sur les berges et les versants (photo 4.1) et de la météorisation en général, engendrée par les forts débits de pointe (fortes crues) et les lâchers d'eau du barrage de Nangbéto (sur le Mono), accroît le volume de charges solides (photo 4.2) dans le système lagunaire. Elle entraîne un comblement du lit des cours et plans d'eau,

modifient les biotopes des espèces halieutiques (Amoussou *et al.*, 2006b), d'où la disparition de certaines espèces aquatiques sensibles à la profondeur et aux qualités (température de l'eau, pH, salinité) des eaux selon les dires des pêcheurs (par exemple, les pêcheurs des villages de Djondji, Djègbamè, Nazoumè, Gogotinkponmè en aval de la « Bouche du Roi » et ceux en amont : Hèvè, Agbanankin).



Clichés Amoussou, 2006 et 2007

Photo 4.1 : Érosion des berges à Athiémié et à Agonmèglozou sur le Mono.



Clichés DH, 2000 et Amoussou, 2005

Photo 4.2 : Érosion des berges induite par les crues à Athiémié sur le Mono et à Lon-Agonmè sur le Couffo.

L'érosion des berges est amplifiée par l'absence de la végétation pouvant réduire au niveau des versants et berges la capacité des crues ou des lâchers d'eau à éroder les particules et déraciner les arbres. Le rôle de la végétation est donc capital dans la dynamique hydro-sédimentaire du bassin.

Cependant, le charriage des flux solides dans le bassin dépend de la pente et aussi de la position où la dégradation a été observée. Ainsi, les « near bed solids » (solides près du lit) situés en surface de dépôt, sont rapidement entraînés par la pluie, car ils opposent une faible résistance (Ashley *et al.*, 1992). Domingo (1996) affirme également qu'en absence de toute perturbation au niveau de la végétation, le sol se conserve et le risque d'érosion n'apparaît qu'avec l'exploitation du sol et de la végétation. Ainsi, le risque d'érosion croît avec

l'intensité de l'exploitation, le plus souvent agricole, au point que l'érosion se manifeste même sur les pentes faibles.

Le tableau 4.V compare pour les sous-périodes 1961-1985 et 1985-2000, les différents termes de l'érosivité. Figurent en particulier la valeur des matières en suspension (MES) donnée par les moyennes du 1^{er} octobre au 31 décembre des deux années 1966 (à Athiémé) et 1999 (Guézin), et celle de l'agressivité climatique qui n'est rien d'autre que le rapport entre le carré du maximum pluviométrique au cours de l'année sur le cumul annuel (Fournier, 1962). On note qu'à une augmentation des pluies maximales de ± 15 mm sur le Mono correspond une agressivité climatique de ± 6 mm. En revanche sur le Couffo, avec une relative stabilité des maxima pluviométriques (-1 mm), l'indice d'agressivité est resté stable entre la sous-période 1965-1985 et celle de 1985-2000. Nous ne pouvons pas faire une comparaison exhaustive entre les données de Guézin et celle d'Athiémé du fait qu'elles sont des données ponctuelles et de la distance.

Tableau 4.V : Récapitulatif de la variation des termes d'érosivité (pluies, agressivité climatique) dans les deux sous-bassins, et des MES à Athiémé durant la période 1961-1985 et à Guézin entre 1985-2000.

	Moyenne MES (mg/l)	Pluie maxi (mm)		Pluie (mm)		Agressivité climatique (mm)	
		Mono	Couffo	Mono	Couffo	Mono	Couffo
1961-2000	-	228	205	1 217	1 040	43	41
1961-1985	48	224	205	1 218	1 031	41	41
1985-2000	71 (à Guézin)	239	204	1 223	1 056	47	41
Écart		15	-1	5	25	6	0
Pourcentage (%)		6,7	-0,5	0,4	2,4	14,6	0,0

Cependant, en se fondant sur les études de Oyédé (1983 et 1991) et Roche International (1999) montrant que le fleuve Mono apporte plus de charges solides au « lac » Ahémé que le Couffo, l'augmentation de la valeur de MES en 1999 à Guézin par rapport à celle d'Athiémé, est donc liée aux lâchers d'eau du barrage, mais aussi aux apports du Couffo, de l'océan Atlantique, des eaux venues des plateaux et des dépressions du domaine d'étude. Ainsi, même si nous ne disposons pas des valeurs de MES sur le sous-bassin du Mono, on peut penser que le sous-bassin du Couffo, à régime torrentiel et touché par une diminution progressive et permanente du couvert végétal a vu aussi son volume de charges solides et de MES augmenter de manière sensible. L'augmentation des MES de 35 % à Guézin en 1999 par rapport à 1992, témoigne en partie de l'effet de la forte anthropisation du secteur d'étude.

Ces résultats malheureusement partiels, faute de mesures, rejoignent ceux de Van Dijk *et al.* (1996), car sur une surface à couvert végétal naturel, on observe une réduction de la charge en

sédiments allant de 60 à 90 % dans les régions tropicales humides. De leur côté, Takken *et al.* (1999), ont relevé que les apports charriés des parcelles labourées peuvent contribuer, à plus de 18 %, à la masse totale de particules sédimentées au sein d'un bassin-versant.

L'augmentation des précipitations dans un espace sans couverture végétale ne peut qu'accentuer le ruissellement de surface et par là l'écoulement et l'érosion. Ainsi, l'évolution de la relation écoulement/agressivité climatique permet de déduire la variation des particules charriées lors du ruissellement superficiel.

La figure 4.10 donne la variation interannuelle de l'écoulement et de l'indice d'agressivité climatique dans le bassin.

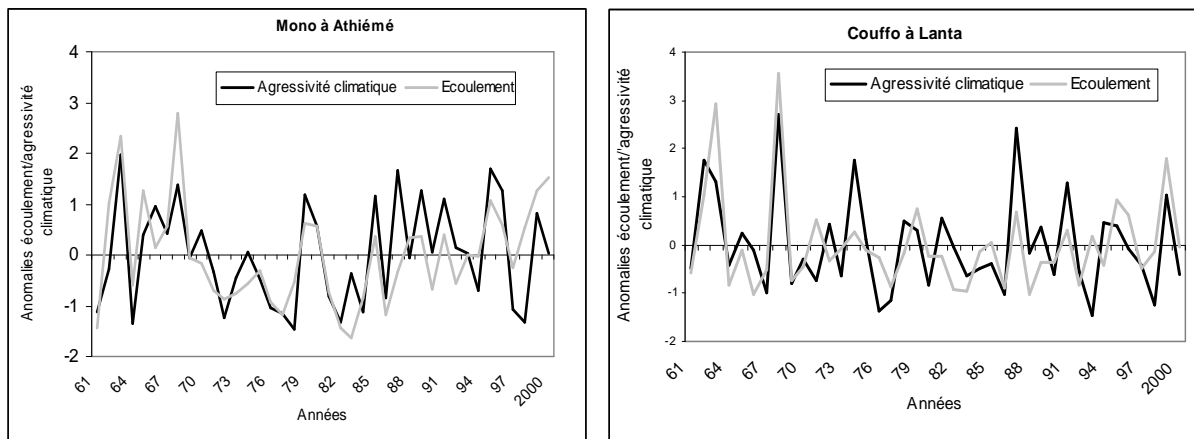


Figure 4.10 : Variation interannuelle d'écoulement et d'indice d'agressivité climatique dans les sous-bassins du complexe de 1961 à 2000.

Elle montre une tendance à la hausse des deux paramètres, en particulier au cours de la décennie 1990 où on a enregistré une forte diminution des superficies de formations naturelles et une légère reprise pluviométrique. Toutefois, cette agressivité climatique est inégalement répartie. Elle est plus forte sur le littoral que dans les autres secteurs du bassin-versant (Amoussou *et al.*, 2007), cela parce que les maximums pluviométriques les plus élevés sont enregistrés dans ce secteur du bassin : un maximum dépassant les 300 mm au sud du bassin, alors qu'il n'est que de 250 mm dans les autres secteurs.

On confirme donc que les milieux les plus dégradés soumis à une forte agressivité climatique connaissent un taux d'infiltration réduit au profit du ruissellement et d'une forte charge solide, ici celle en suspension, suite à la fragilisation du support pédologique.

4.3.3. Le rôle des sols

Les sols sont des facteurs déterminants de l'infiltration, ainsi que du ruissellement et de l'érosion. Pour étudier les sols dans leur dynamique, il est nécessaire de les situer dans leur environnement naturel et humain.

Dans les régions tropicales, certaines pratiques culturelles provoquent une augmentation considérable des pertes de matières par érosion superficielle, conduisant à une modification de la dynamique pédologique : essentiellement lente sous végétation naturelle et rapide en milieu cultivé (Roose *et al.*, 1981). Mais cette dynamique dépend aussi des types de sols.

Dans le complexe hydrologique Mono-Ahémé-Couffo, les sols sont formés en majorité sur les sédiments meubles argilo-sableux ou sablo-argileux et gréseux, ce qui détermine un fort coefficient de perméabilité, une forte résistance à l'érosion et un indice d'instabilité moyen. Sur les sols sablo-gravelleux situés dans la région de Lanta, de perméabilité moins bonne du fait de la granulométrie, l'infiltration est très faible, engendrant un déficit d'écoulement dans le bassin, car ces sols ne retiennent pas l'eau. Les sols du cordon littoral du complexe, ont une capacité de rétention en eau très faible, de même que les sols minéraux bruts sur socle granito-gneissique et schistes, dont la réserve hydrique varie entre 40 et 50 mm à 50 cm de profondeur (Azontondé, 1991). La perméabilité est plus élevée sur les sols du cordon que sur les sols minéraux bruts qui présentent une faible épaisseur et une forte érodibilité à l'état naturel.

Ces sols soumis au caractère répétitif de précipitations souvent intense pendant la saison des pluies n'ont pas le temps de ressuyer entre deux averses, leur saturation est vite atteinte et la plupart des pluies, quels que soient leurs caractères, ruissellent beaucoup plus qu'elles ne s'infiltreront. Cependant, le couvert végétal atténue l'action pluviale sur le sol en ralentissant le ruissellement (Smith et Wishmeier, 1960 ; Toth et Zoltan, 1974 ; Fournier, 1975), permettant une bonne infiltration.

De son côté, la mise en culture des terres provoque des pertes de capacités physiques et hydrauliques des sols : un fort ruissellement et une augmentation considérable des pertes de terres par érosion, comme c'est le cas à Tchébédé et Adjenglé sur la rive ouest du Mono ; à Lon Agonmè et Agouna sur la rive droite du Couffo. Le couvert végétal et les pratiques culturelles provoquent donc des pertes en terre, car ils modifient les propriétés des sols,

interviennent dans leur résistance face à l'action pluviale et jouent sur le ruissellement (Roose *et al.*, 1981).

Le tableau 4.VI traduit le niveau d'érodibilité dans chaque secteur du bassin. Il a été établi à partir de l'étude du milieu, de l'état du couvert végétal et de différentes activités agricoles.

Tableau 4.VI : Critères d'évaluation de l'érodibilité du matériau

Matériau	Erodibilité	Niveaux de confiance	Secteurs érodés	Types de végétation
Alluvions	Moyenne	Faible	Agbanankin, Adindinkpa	Prairie, Jachère sous palmiers
Sédiments fluviatiles anciens (tertiaires)	Moyenne	Moyen	Tokpli, Avévé, Kpondavé Dzrékpon	Forêt claire, savane boisée et herbeuse
Argiles	Moyenne	Moyen	Dépression de Tchi, Affomonou	Galerie dégradée, culture et jachère
Matériaux argileux	Faible	Moyen	Plaine inondable de la basse vallée	Prairie, fourrés marécageux
Argiles primaires, secondaires et tertiaires	Moyenne	Moyen	Les berges du Couffo, Mono, lac Ahémé	Sol nu, mangroves,
Roches argileuses	Faible	Faible	Houéyogbé, Avakpa	Culture et jachère sous palmiers
Sables	Moyenne	Moyen	Basse vallée Tohou	Plantations
Matériaux sableux et graveleux	Forte	Élevé	Hondjin, Lanta Djidja	Savane arbustive, culture et jachère
Sables éoliens, dépôts locaux	Moyenne	Élevé	Djondi, Avlo plage, Grand-Popo	Sol presque nu
Roche sableuse	Faible	Élevé	Gougouta, Atakpamè	Forêt-galerie
Argiles + sables	Moyenne	Elevé	Exutoire Couffo, Gbéhoué	<i>Paspalum vaginatum</i> , <i>Avicennia africana</i>
Limons pierreux	Moyenne	Moyen	Glei, Adjarrala	Végétation dégradée
Roches cristallines	Moyenne	Élevé	Partie nord du bassin	Forêt dégradée, culture et jachère
Schiste	Forte	Moyen	Adjahonmè, Adjenglé, Pagouda	Cultures et jachères, fourrés
Roches volcaniques	Forte	Faible	Sokodé, Tchébédé	Champs et jachères à palmiers
Matières organiques	Moyenne	Élevé	Le long des versants et des berges	Plantations, jachères et, par endroit, sol nu

Source : d'après INRA (1998) et Amoussou (2005), modifié et complété par enquête de terrain (2008) et par la carte d'occupation du sol 2000.

L'analyse du tableau 4.VI permet aussi de constater que les pertes de terre dans le bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo sont élevées lorsque le sol est soumis à l'exploitation agricole. Ainsi, les sols nus sont exposés librement au ruissellement, pouvant conduire à d'énormes

perdes de terre, laissant un sol profondément disséqué par les rigoles. Ces pertes sont plus élevées au nord du bassin, du fait de l'action conjuguée de la faible résistance des sols, de la plus forte pente (5 à 10 m/km voire 15 m/km) et de la dégradation du couvert végétal, notamment pour la culture du coton. Ces charges transportées dans le lit par ruissellement, sont charriées vers les exutoires des fleuves et se déposent sous forme de sables fins mélangés d'argile au long de son parcours. Ainsi, les apports solides drainés par le Couffo et le Mono parviennent dans le système lagunaire et participent au colmatage du fond du lit, comme à celui des plans d'eau.

Le tableau 4.VI souligne que, sous végétation dense (mangrove et îlots forestiers), les phénomènes d'érosion sont limités.

Conclusion partielle

Les conséquences hydrologiques et sédimentaires de la dynamique des états de surface dans le bassin Mono-Ahémé-Couffo ont été étudiées. Malgré l'insuffisance des données et de modèles adéquats, nous avons tenté d'analyser l'influence des changements d'occupation du sol décrite à partir des trois cartes de 1956, 1985 et 2000 (élaborées à partir de photographies aériennes et d'images satellitales) sur les termes du bilan hydrologique et sur la sédimentation dans le bassin. On a tout d'abord cherché à évaluer l'évolution de l'occupation du sol, des unités paysagères et des implantations humaines, afin de rechercher, le cas échéant, l'impact de cette évolution sur l'écoulement, l'érosion et la sédimentation.

La comparaison entre les trois cartes a révélé une régression très marquée des formations végétales naturelles (forêts et savanes arborées surtout) entre 1956 et 2000, mais beaucoup plus forte entre 1985 et 2000 (-44,8 %) qu'entre 1956 et 1985 (-21,2 %). Cet effacement relatif des formations naturelles est couplé à une progression rapide des formations anthropiques (mosaïques de cultures et de jachères, plantations), là-aussi plus marquée entre 1985 et 2000.

La croissance démographique galopante dans les récentes années a en effet conduit à une forte anthropisation, synonyme d'une recherche de terres agricoles nouvelles, ici avec brûlis, dessouchage, dégradation ou même destruction des écosystèmes. Ainsi, les changements intervenus les dernières décennies dans l'écoulement avec notamment une augmentation de celui-ci dans le Mono, alors que les précipitations n'ont que peu augmenté, semblent bien liés aux états de surface plus ou moins dégradés selon les secteurs du bassin-versant.

De même, sans oublier le rôle de l'océan Atlantique et des fluctuations pluviométriques, c'est sans doute cette évolution « régressive » des états de surface qui peut rendre compte de l'augmentation de l'érosion dans les sous-bassins-versants, de l'augmentation de la charge solide, des MES, de la sédimentation dans les lits fluviaux et les lacs ou lagunes qui, se combent peu à peu dans les basses vallées. Cet aspect sera abordé dans le chapitre 5 et fournira des estimations sur la base des turbidités à partir des mesures effectuées dans les cours et plans d'eau.

En retour, cette évolution exerce un forçage négatif sur certaines activités traditionnelles des populations riveraines (problèmes pour la saliculture, la pêche par exemple) et sur les écosystèmes naturels (exemple : disparition de certaines espèces halieutiques, mangroves menacées). Un suivi est nécessaire pour conformer les résultats donnés par les cartes des états de surface.

CHAPITRE 5
DYNAMIQUE HYDRO-SÉDIMENTAIRE DU BASSIN-VERSANT

Introduction

On a vu précédemment qu'après les années 1960, le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo a subi les effets de plusieurs facteurs de changements importants : citons, entre autres, la construction du barrage de Nangbéto en 1985, des variations pluviométriques sensibles (forte récession pluviométrique suivie d'une légère reprise des pluies) ; enfin l'accentuation de la pression anthropique. L'augmentation pluviométrique des années 90 a entraîné un écoulement à la hausse et le débit d'étiage du Mono a été soutenu par les lâchers d'eau du barrage. Cette variation pluvio-hydrologique couplée avec une dégradation continue de la couverture végétale du bassin ont accentué le volume des lames d'eau ruisselée et l'érodibilité des sols. De leur côté, les techniques culturales (agriculture itinérante sur brûlis, billons parallèles à la pente...) provoquent aussi des pertes de matières par érosion superficielle et conduisent à une mutation de la dynamique sédimentaire du bassin-versant. Celle-ci est également affectée par la construction du barrage : des volumes importants de sédiments sont piégés par la retenue, d'où une plus forte érosion des berges pour compenser le déficit de charges solides. La diminution des charges solides à la côte a aussi pour effet une fragilisation des cordons littoraux, cela dans le contexte actuel de remontée du niveau des mers et d'une forte emprise humaine sur les côtes du golfe du Bénin. Comme corollaire, on a pu observer une grande mobilité de l'embouchure du fleuve Mono.

L'évaluation des taux de transport de sédiments est un élément fondamental pour les études morphologiques fluviales et côtières, en distinguant si possible le charriage qui se fait près du fond, engendré par les collisions inter-granulaires (Wilson, 1966), et la suspension contrôlée par la turbulence, qui se réalise sur l'ensemble de la colonne d'eau (Fredsoe et Deigaard 1994).

Mettre en relation la caractérisation des processus de dégradation des écosystèmes du bassin avec une bonne connaissance des caractéristiques de transfert des débits liquides et solides entre le lit des cours et plans d'eau et les aires exondées, est une démarche indispensable. La période d'étude (1961-2000) est très peu documentée en ce qui concerne les données de charges solides. On a ici utilisé les seules données de MES et de TSS, disponibles en 1966 et 1967 (Colombani, 1967a et 1967b) et en 1999 (Roche International, 1999), sachant toutefois que ce sont des années hydrologiquement humides qui ont enregistré des débits maxima respectivement en septembre et en octobre.

Le carottage, la quantification des sédiments, le tri granulométrique, la structure des sédiments et la bathymétrie sont des éléments qui sont retenus pour analyser l'évolution sédimentologique du bassin.

On analyse le rôle joué par les lâchers d'eau du barrage de Nangbéto et par la « Bouche du Roi » (l'embouchure) dans le fonctionnement du complexe Mono-Ahémé-Couffo. On étudie les processus hydro-sédimentaires afin d'évaluer les superficies de comblement et de creusement respectifs des lits, et de quantifier les apports solides au système lagunaire à partir des charges turbides.

On tente de répondre ainsi aux questions suivantes :

- quelles sont les modifications de l'embouchure et en particulier du système lagunaire intervenues après la construction du barrage de Nangbéto ? ;
- quelle est la quantité de sédiments qui parvient actuellement à l'embouchure du fleuve Mono ?;
- quelle est la vitesse de comblement du système lagunaire ?;
- quels sont les principaux facteurs pluviométriques ou d'autres annexes qui régissent l'évolution de la sédimentation ?

Trois grands aspects sont analysés dans ce chapitre pour répondre à ces questions. Il s'agit premièrement d'analyser les facteurs influençant la dynamique sédimentaire, ensuite de procéder à une caractérisation des charges solides dans le bassin tout en mettant l'accent sur les flux de MES en solution ; enfin, on analyse l'évolution morpho-sédimentaire du système lagunaire composé de la lagune côtière, du chenal Ahô et du « lac » Ahémé.

5.1. La dynamique sédimentaire de l'hydrosystème Mono-Ahémé-Couffo

L'objectif de cette section est d'analyser la dynamique hydrologique des cours d'eau et l'impact géomorphologique à l'embouchure du fleuve Mono avant et après la construction du barrage de Nangbéto en utilisant des travaux antérieurs ; d'étudier aussi l'évolution de la salinité dans le système lagunaire, la nature et le transport des sédiments et l'influence des maxima pluviométriques dans le bassin.

5.1.1. Compétence des cours d'eau (Mono et Couffo)

La figure 5.1 schématise le fonctionnement du complexe avant et après la construction du barrage.

Le Mono et le Couffo, en hautes eaux comme en basses eaux, n'ont pas des effets identiques sur le fonctionnement du système lagunaire du fait de la différence d'importance des deux fleuves. Ainsi, du fait de son plus grand débit et surtout avec les lâchers d'eau, les sédiments apportés par le Mono ont un volume supérieur.

Avant 1987, le fleuve Mono fonctionnait suivant les régimes pluviométriques du bassin, avec un écoulement d'étiage presque nul, variant entre 3 et 5 m³/s (PNUD, 1987) à son entrée dans le bassin sédimentaire côtier. L'alternance de hautes et basses eaux engendrait, dans le système lagunaire, tantôt une prédominance du courant marin avec un fort transit de sédiments, tantôt une prédominance du courant fluvial avec apport et dépôt de sédiments sur le rivage. Le mécanisme du transport est clair : les crues d'amont apportent les sédiments qui se déposent à l'entrée de la plaine inondable, puis ils sont repris hors période de crue par les débits moyens. On assistait également à la remontée d'eau salée à l'ouest de l'embouchure précipitant ainsi le dépôt des flux de charges solides.

Après 1987, les débits d'étiage ont considérablement augmenté. On observe plus de remontée d'eau salée et la tendance à l'érosion à l'embouchure est forte. Les sédiments transportés en période de crue sont alors piégés en grande partie par la retenue. Ainsi, on assiste à une instabilité croissante des berges en aval de l'ouvrage au fur et à mesure de la liquidation du stock sédimentaire présent dans le lit. L'érosion est plus sensible dans les secteurs (Athiéme, Grand-popo, Kouéta, Djondji) où le stock sédimentaire est épuisé. Mais, on peut supposer que ces conséquences seront très dommageables si le stock (8 millions de tonnes) a véritablement disparu, d'ici 30 à 50 ans (Rossi, 1996). La mise en service du barrage de Nangbéto a donc modifié le fonctionnement sédimentaire à l'embouchure.

Les écoulements réguliers ou violents fournissent des sédiments (photo 4.2 supra) piégés dans la basse vallée du bassin, comme l'ont souligné plusieurs auteurs (Oyéde, 1991 ; Blivi, 1993 et 2000a ; Roche International, 1999 ; Amoussou *et al.*, 2007). Une partie de ces sédiments rejoint la mer (Coyne et Bellier, 1993 et 1997) et sont pris par les mouvements de marées ; une partie reste, au moins momentanément, vers l'embouchure.

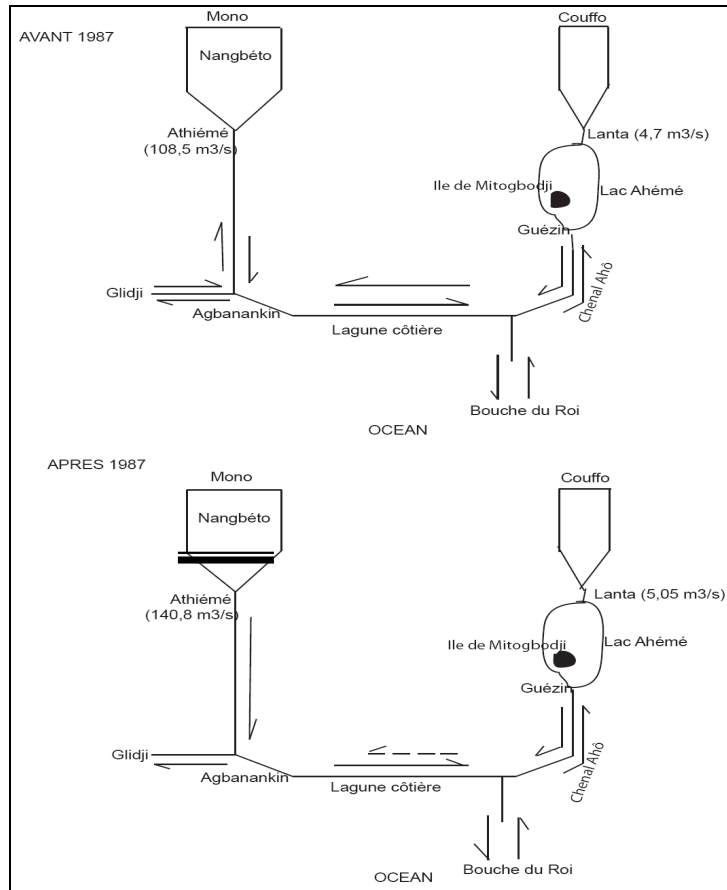


Figure 5.1 : Fonctionnement hydrologique du complexe Mono-Ahémé-Couffo avant et après la construction du barrage de Nangbéto.

Avant comme après la mise en service du barrage de Nangbéto, le Couffo déverse une partie ses sédiments dans le « lac » Ahémé, et le reste gagne la mer par le biais de la lagune côtière, où une importante partie se dépose avant l'embouchure du fait de la forte variation de la salinité associée aux marées. D'après Roche International (1999), le fleuve Couffo a drainé en septembre 1999, au cours de la petite saison des pluies, des charges solides dans le lac Ahémé évaluées à $392\,250\text{ m}^3$. Ces apports varient évidemment selon l'importance des pluies de l'année, la dynamique d'occupation du sol et la résistance des sols comme l'illustre la photo 4.2 supra dans le sous-bassin. Les observations de terrain montrent l'influence des courants du fleuve Couffo dans le charriage des sédiments. Les hautes eaux et les crues façonnent ainsi le lit du cours d'eau, déterminant la morphologie du complexe, et les forts étiages permettent la remontée du bouchon vaseux en amont, induisant une dégradation de la qualité des eaux.

5.1.2. La dynamique à l'embouchure (« Bouche du Roi ») avant la construction du barrage de Nangbéto

Depuis la construction du barrage d'Akossombo sur la Volta au Ghana et la construction du port de Lomé, le transport sédimentaire côtier, associé à la dérive littorale dirigée vers l'est a

diminué. La construction du barrage Nangbéto sur le Mono, principal facteur de la mobilité de l'embouchure du fleuve, a elle aussi modifié la dynamique morpho-sédimentaire au niveau de l'embouchure.

La dynamique « naturelle », avant cette construction, était fortement contrainte par le régime hydrologique du fleuve.

Aux basses eaux, le courant fluvial est plus faible que le courant de dérive littorale. La rencontre des deux courants au niveau de l'embouchure crée une turbulence (voir figure 5.2a : point 1), qui, en périodes de faibles agitations, précipite en partie le dépôt de la charge du transit littoral à l'ouest de l'embouchure : il y a alors engraissement à l'ouest comme l'indique le point 4 de la figure 5.2a. À l'est de l'embouchure, on note à la fois un dépôt de sédiments lié à la précipitation née de la rencontre des deux courants, et une reprise par la dérive littorale que le faible courant fluvial ne peut freiner. À l'ouest, intervient un « engraissement », une avancée des dépôts vers l'est, avec un équilibre relatif entre engraissement et érosion. On observe ainsi un déplacement progressif de l'embouchure vers l'est, du fait de cette avancée permanente de la flèche vers l'est. De 1984 à 1988, par exemple, on a noté que l'embouchure du Mono a migré en face de l'île de Hokouè vers Docloboé sur environ 3 km, avec différentes configurations géomorphologiques successives de dédoublement, de rétrécissement et d'agrandissement de la passe (Rossi, 1989).

En revanche, en période de hautes eaux, le courant fluvial augmente et dépasse en force le courant littoral ; il y a donc augmentation de la charge solide et dépôt de sables grossiers du fait de l'affaiblissement du courant littoral. Ainsi, on assiste à un engraissement général à l'ouest (point 4) de la « Bouche du Roi ». À l'est, domine plutôt l'érosion (point 3) liée au renforcement et à la compétence du courant fluvial, comme l'illustre la figure 5.2b.

La « Bouche du Roi » représente ainsi la zone des embouchures successives résultant des interactions entre la mer et le fleuve Mono ; elle se déplace constamment vers l'est, comme en témoignent les embouchures fossiles reconnues par Lang et Paradis (1984), entre Grand-Popo et Djègbadji.

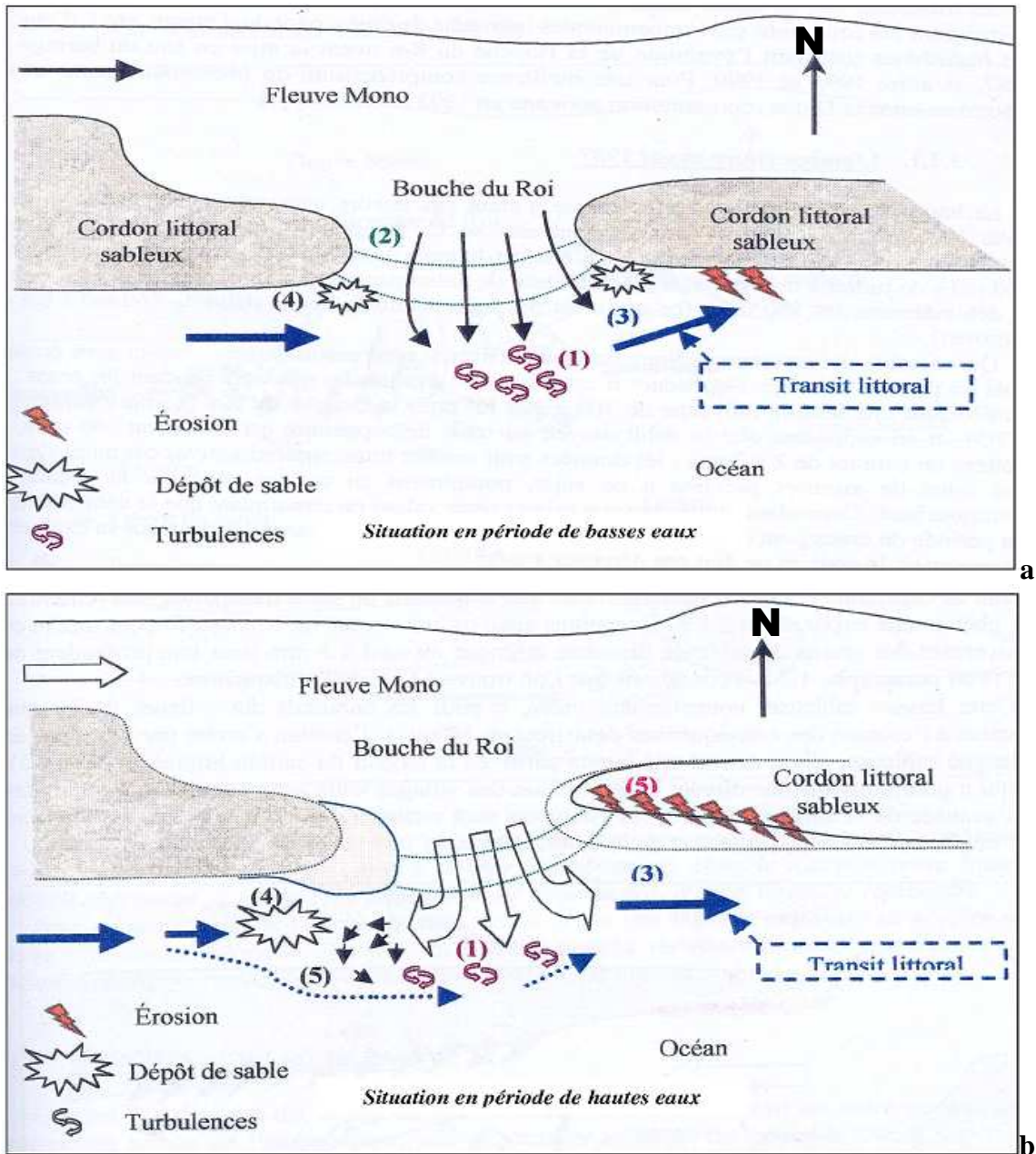


Figure 5.2 : Dynamique hydro-sédimentaire à l’embouchure du fleuve Mono (« Bouche du Roi ») avant le barrage.

Source : Catros et Durand, 2000.

En absence de toute intervention humaine, l’évolution de l’embouchure du Mono s’opère comme nous venons de le décrire, en fonction des apports fluviaux (ensablement) et du transit littoral (érosion). Le système composant s’équilibre, en moyenne, à l’échelle de l’année, avec un apport de 100 000 m³ par le Mono, qui entretient la passe du littoral.

5.1.3. La dynamique à l'embouchure (« Bouche du Roi ») après la mise en service du barrage hydroélectrique de Nangbéto

La mise en eau du barrage sur le Mono a eu plusieurs conséquences importantes : le maintien d'un important débit d'étiage et, la réduction du stock sédimentaire qu'apportait le fleuve. Les perturbations environnementales à l'aval du fleuve annoncées par les études d'impact, qui devraient se produire quinze ans après la construction (Rossi, 1989), sont survenues quatre ans plus tôt que prévu, indiquant ainsi une accélération des impacts liés à l'ouvrage.

Les premiers effets du déficit sédimentaire à l'embouchure du Mono sont apparus à partir des années 1990, dès lors que les réserves de sable accumulées antérieurement dans la vallée ont été épuisées (Kaki *et al.*, 2001). On a vu apparaître, une flèche sableuse à l'ouest de l'embouchure, isolant un lagon entre la plage et la mer. Cette flèche s'est formée en période de hautes eaux (figure 5.2 supra) quand la force du courant fluvial d'environ 1 m/s est supérieure à celle du courant littoral évaluée à 0,4 m/s (Catros et Durand, 2000). À la rencontre des deux courants fluvial et littoral, à l'ouest de l'embouchure, la dérive affaiblie a déposé sa charge solide. Dépourvue de charge sédimentaire, la dérive littorale est devenue plus forte et a érodé davantage le cordon à l'est de la passe (Catros et Durand, 2000). Celui-ci est d'ailleurs régulièrement érodé par les courants du fleuve lors des lâchers du barrage.

Ainsi, l'est du cordon sableux est soumis à la double action érosive du fleuve et de la mer. Dans le même temps, la flèche sableuse avance vers l'est, de même que la passe (figure 5.3).

En période de hautes eaux, le processus d'alimentation et de contribution de la flèche est quasiment stoppé. En effet, le courant littoral devient alors suffisamment important pour transporter les sédiments et le Mono acquiert une forte puissance érosive. Il y a donc érosion à l'ouest toutefois moins sensible comme à l'est de l'embouchure (figure 5.3a) et un état d'équilibre relatif s'établit. Ceci s'explique par le fait que la période de hautes eaux est plus courte que celle d'étiage qui édifie la flèche. Ainsi, cette dernière a tendance à toujours progresser vers l'est, et le lagon s'allonge aussi davantage vers l'est, si bien qu'entre 1994 et 1999, plus de 6 km de flèche sableuse (figure 5.3b) ont été construits entre Kouèta et Djondji (Catros et Durand, 2000).

C'est cette évolution de l'embouchure, avec rétrécissement de la passe (figure 5.3b), allongement de la flèche et réduction du volume d'eau douce déversé dans la mer qui a expliqué, en juillet 1999, l'envahissement et l'étalement des eaux de crue du Mono dans la

lagune côtière, à l'origine d'inondations généralisées dans toute la plaine littorale. L'érosion du cordon liée à la force du courant du Mono en crue, a mis alors en communication la lagune, le lagon et la mer entre Djondji et Docloboé, à la faveur de deux tempêtes successives survenues respectivement le 21 et le 26 juillet 1999 (Pérard *et al.*, 1999). Ces événements qui ont emporté de nombreuses habitations et la piste entre Docloboé et Djondji, ont, dans le même temps, créé une nouvelle passe qui a permis l'évacuation des eaux de la lagune vers la mer. Le 28 juillet 1999, les autorités traditionnelles ont aussi pratiqué plus, à l'ouest de Djondji, une autre ouverture pour hâter la fin de l'inondation.

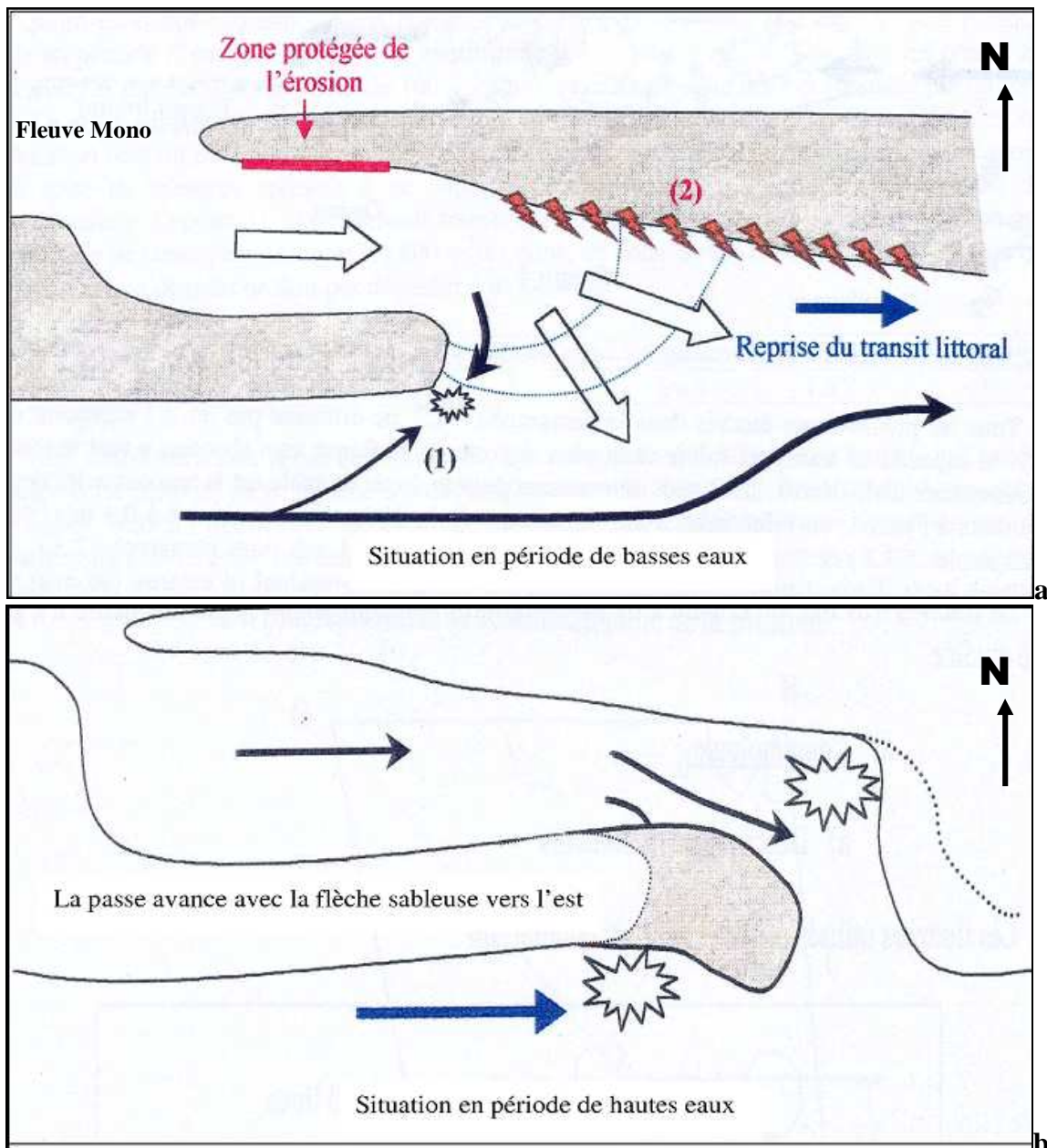


Figure 5.3 : Dynamique hydro-sédimentaire à l'embouchure du fleuve Mono (« Bouche du Roi ») après la construction du barrage de Nangbéto.

Source : Catros et Durand, 2000.

La passe se déplace donc sous l'effet de la construction de la flèche sableuse qui avance vers l'est, qui réduit l'ouverture de la passe entre le lagon et la mer et tendant même à la fermer. Tandis que la passe initiale se ferme, l'érosion fluviale amincit et fragilise le cordon, créant, entre Docloboé et Djondji, une zone de faiblesse dans le cordon. Ainsi, sous la pression des eaux qui ont déjà rempli toute la lagune, le cordon cède et l'écoulement vers la mer s'amorce naturellement. C'est par exemple, ce qui s'est produit le 26 juillet 1999 et le 17 août 2007, avec érosion des berges et disparition des agglomérations. En 2007, ce fut le cas du village de Docloboé, dans la commune de Grand-Popo (photo 5.1).



(Cliché Amoussou, août 2007)

Photo 5.1 : Impacts des hautes eaux et de la dérive littorale sur la lagune côtière en août 2007.

À deux reprises, en moins de deux jours, le village de Docloboé a été submergé et en grande partie détruit en même temps que s'ouvrait à proximité une nouvelle embouchure du Mono.

Ce dispositif explique l'influence marine très marquée, avec des échanges actifs entre les milieux lagunaires et marins durant une bonne partie de l'année (Oyédé, 1991). Ces effets hydrologiques marins conditionnent les transports en suspension et la dilution des matières en solution.

L'ouverture quasi-permanente de l'embouchure dans la lagune côtière et les interactions/échanges entre les eaux fluviales et eaux marines interviennent dans la distribution des charges en suspension à l'embouchure du fait de la variation de la salinité.

5.1.4. L'évolution de la salinité dans le système lagunaire

La salinité dans le système est le principal paramètre écologique dont la répartition et le gradient, très variables dans le temps et l'espace, commandent la distribution et la physionomie de la biocénose et déterminent les activités de production (pêche, saliculture) donc, les pressions humaines.

Le fleuve Mono et la mer constituent ici les moteurs de la variation de la salinité dans le système lagunaire. La situation d'après la mise en eau du barrage hydroélectrique de Nangbéto sur le Mono est aussi un repère important la baisse de la salinité et, par conséquent, les mutations hydrologiques et environnementales notées dans la partie occidentale de l'embouchure.

L'intrusion marine dans la basse vallée, ajoutée à la forte évaporation observée au cours de l'étiage, se traduit, à l'est de l'embouchure, par une salinité maximale (figure 5.4 à gauche) qui varie entre 10 et 17 g/l depuis la construction du barrage contre 20 à 35 g/l (Maslin, 1983) avant la construction du barrage dans les mêmes secteurs. Les plus faibles taux de salinité sont enregistrés dans la partie occidentale de l'embouchure après la construction du barrage.

L'évolution mensuelle de la salinité dans le « lac » Ahémé (figure 5.4 à droite) montre qu'avant la construction du barrage, les maxima oscillaient en moyenne entre 4 et 13 g/l, avec les plus faibles valeurs entre août et septembre, en période de crue. L'analyse de la salinité en 1999 montre que celle-ci est très faible et varie entre 1 et 8 g/l (figure 5.4 à droite). En 1999, le faible taux de salinité en décembre-février confirme une fois encore l'influence des lâchers d'eau du barrage, même si on peut y voir aussi la marque d'une année pluvieuse.

La variation de la salinité détermine la dynamique des écosystèmes aquatiques du bassin et elle souligne aussi la limite de progression extrême de la marée. Celle-ci est d'autant plus marquée que le courant fluvial est faible et la dérive littorale plus forte. Mais, depuis la mise en service du barrage, le courant fluvial plus important en période d'étiage affaiblit la pénétration du courant marin, assurant une décroissance complète du gradient de salinité et favorisant l'apparition de la jacinthe d'eau dans le Mono et la Sazoué, c'est-à-dire à l'ouest de l'embouchure.

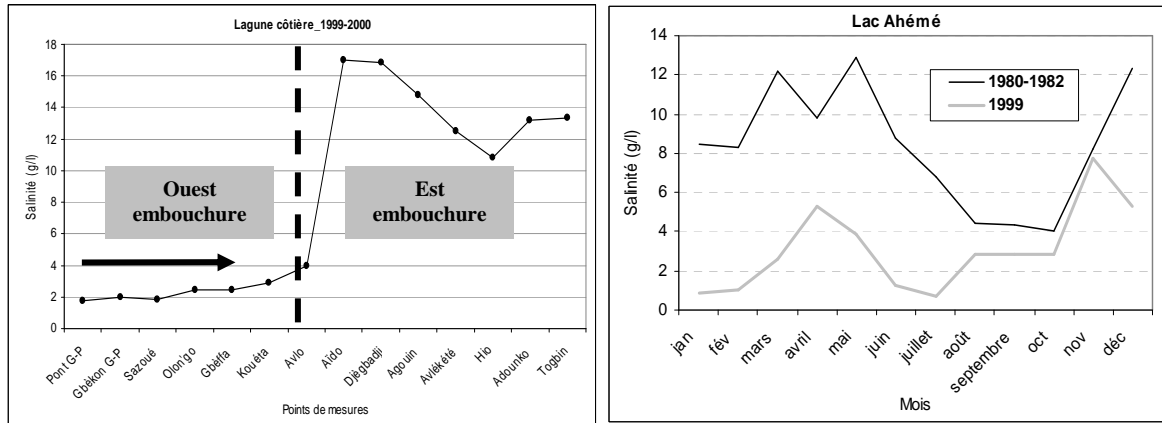


Figure 5.4 : Variation de la salinité dans la basse vallée du complexe Mono-Couffo.
Source : Maslin, 1983 et Direction des Pêches, 2000.

La salinité intervient aussi dans la sédimentation. Quand les sédiments drainés par les eaux fluviales rencontrent un front salin dans le système lagunaire, il y a floculation et précipitation partielle, et par là dépôt. Ainsi, les études menées par Davies-Colley *et al.* (1993) permettent de dire qu’il y a une relation entre salinité et turbidité, par conséquent, celle-ci influe sur la morphologie du lit, empêchant l’évacuation vers la mer d’une partie du matériel stocké dans le bouchon vaseux.

Ainsi, la dynamique sédimentaire récente du système lagunaire est contrôlée principalement par les courants fluviaux et de marée, qui sont responsables de la distribution et du transport des sédiments.

5.1.5. La nature et le transport des sédiments dans le bassin-versant

Afin d’effectuer la quantification des apports sédimentaires, il est nécessaire d’avoir une connaissance de la nature des sédiments et de voir aussi quels sont les secteurs privilégiés de piégeage des sédiments.

5.1.5.1. La nature lithologique des sédiments

On a vu que, du fait de l’évolution climatique et l’occupation des terres dans le bassin, les sols sont soumis à un ruissellement vraisemblablement rapide. La dégradation continue du couvert végétal suite aux actions anthropiques amplifie-elle les pertes de terre et elle explique l’importance des particules en suspension observées par exemple à Bopa et à Guézin (Roche International, 1999). La réduction spatiale de la végétale naturelle de 24 % entre 1982 et 2000 dans le sous-bassin du Couffo (Amoussou, 2005) accroît aussi la vulnérabilité à l’érosion. Ajoutons que la dégradation des mangroves le long du système lagunaire et l’érosion accrue

liée aux lâchers d'eau du barrage de Nangbéto ont également un impact sur le flux sédimentaire.

Comme Fournier (2004) le rappelle, ce risque d'érosion des sols est également lié aux caractéristiques pluviométriques locales, avec des épisodes pluvieux intenses qui accentuent l'indice de vulnérabilité à l'érosion. Les interactions entre climat/type de végétation/mode d'occupation du sol sont à ces titres déterministes.

Comme le montre la photo 5.2, la couleur ocre des sédiments prélevés à Hountoun (rive est du « lac » Ahémé) souligne la vulnérabilité du secteur au ruissellement et à l'érosion. Les apports dus au ruissellement sont particulièrement importants sur les berges du « lac » Ahémé, et plus précisément dans les secteurs de Yèmè, Tokpa-Domè, Sègbohoulè sur la rive est et Bopa, Possotomè, Sèhomi, sur la rive ouest. Portés par les courants, ces sédiments pénètrent vers l'intérieur du complexe engendrant un envasement ou un ensablement du secteur. L'hétérogénéité spatiale des sédiments dans le lac Ahémé (figure 5.5) comme l'avaient déjà souligné Oyédé (1983 et 1999), Oyédé *et al.* (1988), repris par Amoussou (2003) s'explique par ces processus fluvio-marins.



Cliché Amoussou, 2003 et 2007

Photo 5.2 : Érosion sur les berges du « lac » Ahémé à Tokpa-Domè et couverture de sédiments au fond du lit à Hountoun (situé au sud de Tokpa-Domè).

La dynamique du milieu se manifeste aussi par l'érosion commandée par les eaux de ruissellement, qui enlèvent les matériaux sableux, argileux et des débris végétaux, les transportent et les déposent au fond, ce qui détermine la succession des faciès au fond des rivières et des lacs.

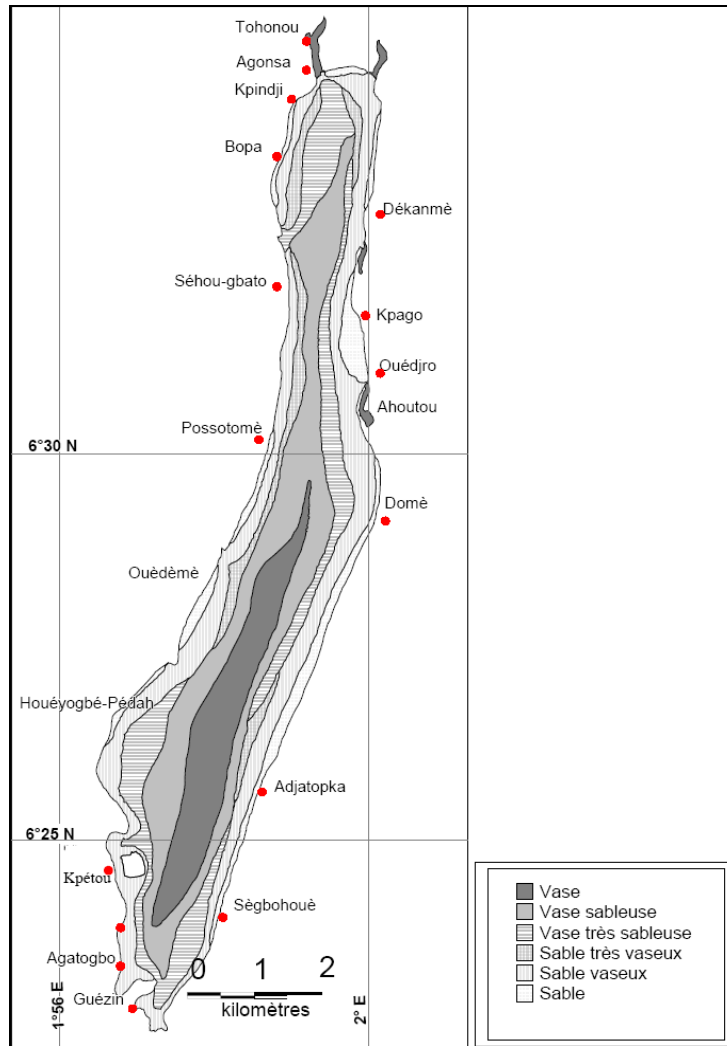


Figure 5.5 : Lithofaciès du « lac » Ahémé.

Source : Oyédé, 1983 ; Oyédé et al., 1988, repris par Amoussou, 2009

Comme l'illustre la figure 5.5, dans les lithofaciès du système lagunaire dominant six types, à savoir : sable, sable vaseux, sable très vaseux, vase, vase sableuse et vase très sableuse. Ces faciès sont issus de l'altération et de la désagrégation de la roche-mère et des sols du bassin-versant. La présence significative d'argile dans les sédiments au fond du « lac » Ahémé permet de cibler, comme sources d'apport, les sédiments argileux, à la fois des dépôts holocènes subtidaux (Garnaud *et al.*, 2002) et ceux des versants des anciennes falaises au sud de Comè.

L'importance des charges solides pourrait aussi se justifier par la lithologie du sud du bassin car les formations dominantes sont constituées essentiellement de couches tendres, imperméables et très peu résistantes à l'érosion (argiles et marnes) mêlées à des bancs plus durs (calcaires). S'ajoutent les effets de la pente qui interviennent dans la vitesse et l'efficacité du ruissellement de surface.

5.1.5.2. Les secteurs potentiels de piégeage des sédiments

La pente et le débit sont les principaux facteurs de la capacité de transport réel d'un cours d'eau (Belleudy, 2001). Ils déterminent ainsi le transport des flux solides de l'amont vers l'aval.

Dans la basse vallée, la lagune côtière, le chenal Ahô et le « lac » Ahémé, présentant une pente et un débit des eaux très faibles, sont les lieux d'accumulation privilégiés des sédiments charriés venus de l'amont du bassin. L'exploitation du sable en aval du barrage par les populations en période de décrue, entre Athiémé et Agbanankin, montre que cette section est probablement aussi un secteur de piégeage des sédiments érodés en aval du barrage. On note ainsi une diminution du diamètre moyen de sables déposés d'amont en aval le long du Mono (figure 5.6). Mais, suivant la pente et les courants des fleuves, la plupart des alluvions du lit sont transportées vers la plaine côtière à pente très faible (0,1 à 0,3 m/km), où ils sont piégés dans la lagune côtière, le lac Ahémé et ses chenaux et, pour le reste, vers l'embouchure, comme l'illustre la figure 5.6.

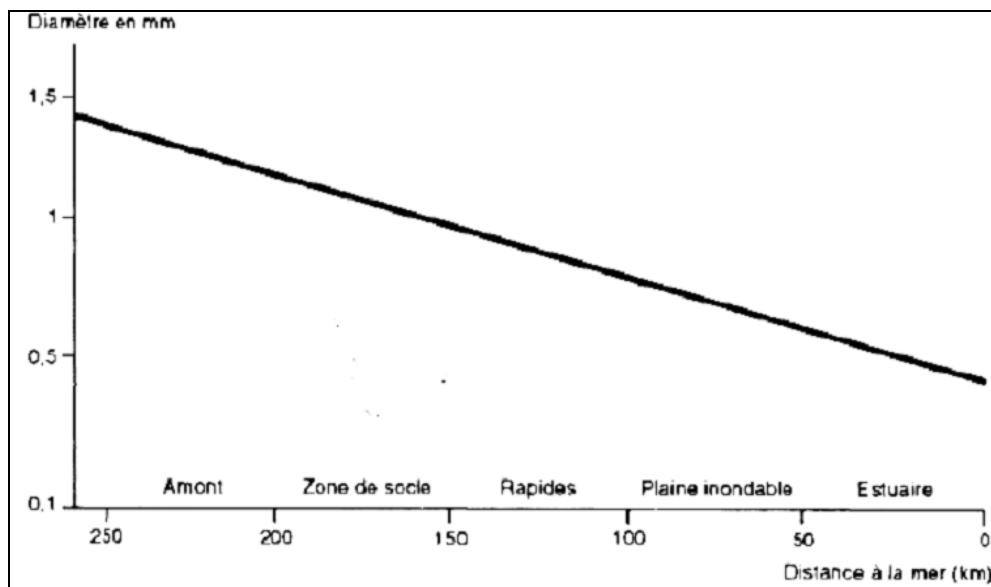


Figure 5.6 : Echelonnement des diamètres moyens de sables le long du fleuve Mono.

Source : Rossi, 1996.

Les charges solides sont également dépendantes des pluies intenses.

5.1.6. Le rôle de l'agressivité climatique sur la sédimentation

La variation des précipitations dans le bassin et l'existence de séquences pluvieuses intenses modulent la sédimentation. Avec la légère reprise pluviométrique des années 1990, la dégradation du couvert végétal constatée sur la période 1956-2000 et l'augmentation des

lames d'eau ruisselée, les pertes de terre n'ont pu que s'accroître. Mais, elles varient dans l'espace et dépendent de la structure des sols. Dans la zone littorale du bassin, l'agressivité climatique (p^2/P , p = pluie maxi et P = hauteur de pluie annuelle) est plus forte que dans les autres parties (figure 5.7). Cette forte agressivité (plus de 50 %) au sud du bassin montre l'importance des maxima pluviométriques de juin. Cette intensité de pluie, en absence de couvert végétal (mangrove menacée), occasionne un charriage des sédiments dans le plan d'eau (Amoussou *et al.*, 2007). Dans les autres secteurs du bassin, en plus de la régression soutenue des formations végétales naturelles et de la dégradation des terres suite aux techniques agricoles traditionnelles, s'ajoute localement les fortes pentes. Ces facteurs associés aux maxima pluviométriques soutiennent *a priori* une forte érosivité des sols et donc un fort taux de dénudation.

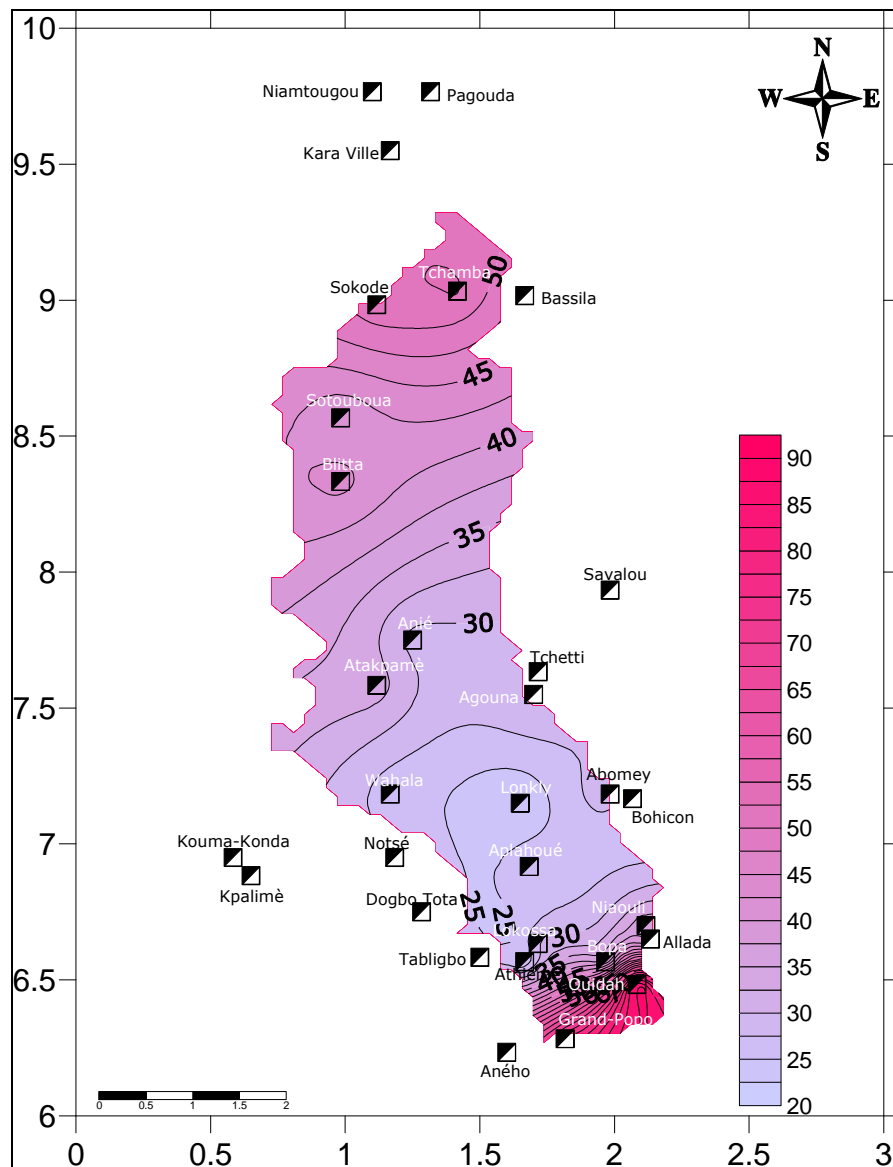


Figure 5.7 : Indice d'agressivité climatique du bassin-versant calculé en pourcentage à partir de la formule de Fournier (1962). Moyenne de 1961 à 2000.

Ainsi, les transports des charges solides de l'amont vers l'aval s'intensifient et les dépôts s'opèrent prioritairement dans la partie aval, favorisés par la réduction de la profondeur du système lagunaire. Les résultats du calcul d'indice d'agressivité donnés par la figure 5.7 dans le bassin-versant du complexe Mono-Ahémé-Couffo sont conformes à ceux obtenus par Gngongbo (1996) pour le Togo méridional, par Azontondé (1981) pour le Bénin en général et Fournier (1960, 1962) pour le Togo et la Côte d'Ivoire.

5.1.7. Taux de dénudation

La détermination du taux de dénudation (tableau 5.I) calculé à partir du flux volumétrique de sédiments à l'exutoire permet d'avoir une idée des pertes de terre par érosion dans le bassin. Ce taux journalier calculé suivant les périodes a été ramené au pas temps annuel après l'avoir multiplié par le nombre de jours de l'année.

Ce tableau 5.I montre que le taux de dénudation est plus élevé dans le système lagunaire après la construction du barrage ($43 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), du fait de l'érosion accrue des berges et de la dégradation du couvert végétal au cours des années 1990.

Tableau 5.I : Évaluation du taux de dénudation de la période concernée dans le bassin-versant du complexe.

Périodes	Taux de dénudation ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)
30/05/1966 au 20/02/1967 (Mono)	41
01/10/1966 au 31/12/1966 (Mono)	16
01/10/1999 au 31/12/1999 (Guézin)	43
01/10/1999 au 31/12/1999 (Couffo)	2

Source : Colombani, 1967a et Roche International, 1999

L'augmentation du fort taux de dénudation entre 1966-1967 et 1999 montre que deux tiers environ des apports sont enregistrés au cours des périodes de hautes eaux. Ainsi, de juin à octobre 1966, le taux est de $71 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ contre $0,19 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ du 1^{er} novembre 1966 au 20 février 1967. Dans le sous-bassin du Couffo, le taux de dénudation ($2 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) est comparativement très faible, ce qui est à l'origine de son faible apport spécifique à l'exutoire. Ceci est aussi lié à la distance existant entre la station de Lanta et son exutoire Couffonou, une distance importante, avec un lit de profil sinueux et un courant faible. Ces résultats confirment ceux de Oyédé (1991), qui souligne que les particules drainées par le cours du Couffo ne se retrouvent pas à l'exutoire.

En dépit des incertitudes liées au manque de données, nous allons tenter d'analyser et de quantifier les flux de charges solides (TSS) et des matières en suspension (MES) afin d'apprécier l'influence des facteurs évoqués plus haut.

5.2. Analyse des flux sédimentaires

5.2.1. Etat des lieux

5.2.1.1. L'influence du barrage sur la dynamique du complexe

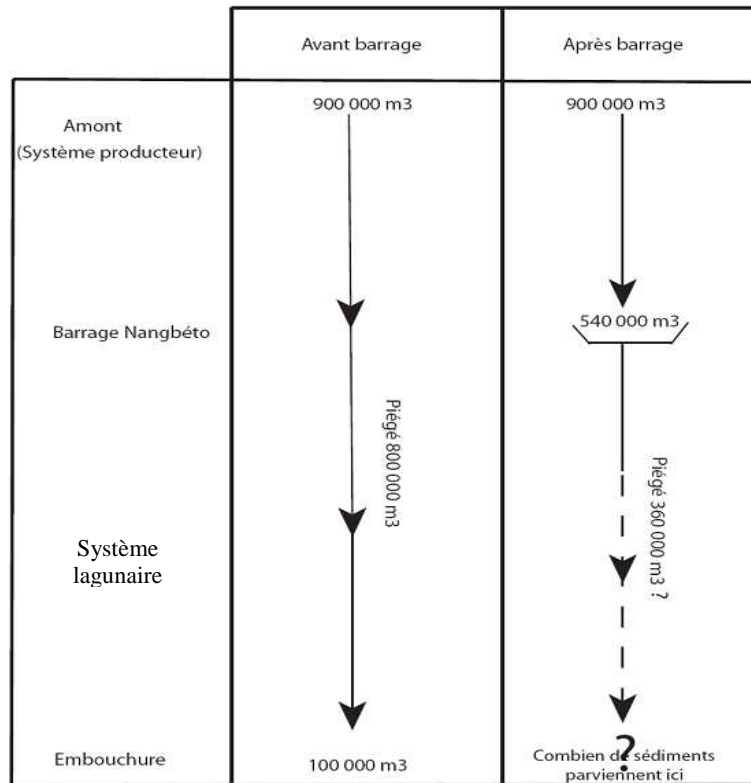
Il s'agit de chercher à comprendre les impacts de l'aménagement hydraulique dans le sous-bassin du Mono en utilisant des études antérieures afin de mieux expliquer l'évolution des flux solides dans le système lagunaire.

Les études réalisées par Adam (1986) ont estimé qu'avec la construction du barrage hydroélectrique de Nangbéto, 540 000 m³ de sédiments sont piégés chaque année dans la retenue, alors qu'avant la construction du barrage, le fleuve Mono apportait à Nangbéto 900 000 m³ de sédiments par an (soit une érosion spécifique moyenne de 60 m³/km²/an), dont 100 000 m³ parvenaient à l'embouchure (Oyédé, 1991 ; Rossi et Blivi, 1995 ; Blivi, 2000a et 2005) (tableau 5.II). Mais le calcul de capacité de transport théorique en aval de Nangbéto donnait 1 800 000 m³/an (soit 106 m³/km²/an) (Rossi, 1996 ; Blivi, 2000a). Toutefois, ce sont des mesures anciennes et ponctuelles.

Le tableau 5.II indique donc qu'avant le barrage, 800 000 m³ de sédiments étaient retenus en aval de Nangbéto. Après la construction du barrage, 540 000 m³ de sédiments sont piégés par la retenue ; ainsi 360 000 m³ de sédiments s'ajoutent à ceux remobilisés dans la basse vallée Mono-Couffo pour alimenter le système lagunaire, dont une quantité inconnue va dans la mer.

Notons qu'aujourd'hui, les lâchers de turbinage en absence d'importants sédiments à transporter, érodent sévèrement les berges et le fond du lit avec un arrachement important des particules sédimentaires en période de hautes eaux (Coyne et Bellier, 1993). Ils modifient la capacité de transport (figure 5.8) et la morphologie du système. Mais, il est certain que toute la charge solide provenant du sous-bassin du Mono est actuellement évacuée jusqu'à l'embouchure (Rossi, 1996), comme l'illustre la figure 5.8. On observe une augmentation de la capacité de transport des charges solides après l'aménagement hydraulique au delà d'environ 80 m³/s de débit par rapport à celle d'avant 1987.

Tableau 5.II : Récapitulatif de la répartition des sédiments du fleuve Mono dans le bassin avant et après le barrage de Nangbéto.



Source : Adam, 1986 ; Oyédé, 1991 ; Rossi et Blivi, 1995

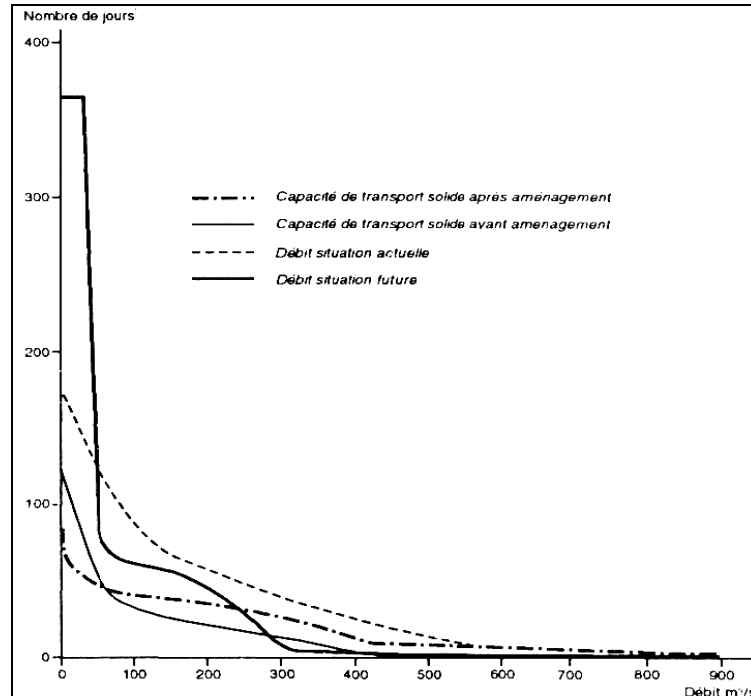


Figure 5.8 : Débits classés et capacité de transport solide du Mono avant et après la construction du barrage de Nangbéto.

Source : Rossi, 1996).

Des éléments solides de l'amont ayant été piégés par la retenue d'eau du barrage, seules les alluvions les plus fines parviennent maintenant à l'aval. L'approvisionnement en sédiments

ainsi réduit, le fleuve s'est remis à éroder les bancs de sable présents dans son lit pour compenser le déficit sédimentologique. Ce déficit, évalué à plus de 45 %, est certainement l'une des causes probables de l'accentuation de l'érosion sur la côte à l'embouchure de Grand-Popo.

Selon les résultats du modèle d'impact réalisé par SOGREAH (Coyne et Bellier, 1992) et les études menées par Blivi (2000a), les effets du barrage de Nangbéto sur le bassin du Mono seront encore sensibles dans les trente années à venir tant que le cycle hydrologique normal (« naturel ») ne va plus intervenir. La progradation et l'évolution du rivage seront entretenues par la diminution des volumes de sable, pouvant passer de 100 000 m³/an à 25 000 m³/an (hypothèse optimiste) (Blivi, 1993 et 2000a ; Rossi, 1996). Les sédiments d'origine marine, dont le volume est inconnu dans le système lagunaire, contribuent également à l'alimentation du processus hydro-sédimentaire côtier (Blivi, 2005). L'impact du barrage sur le fleuve Mono se remarque d'ailleurs par la baisse du flux sédimentaire en zone côtière (Blivi, 2000a), par le remodelage et le recul des plages (de 17 et 12 m) et par la fragilité des flèches sableuses sous le jeu des vagues de marée.

Les lâchers d'eau du barrage ajoutés à la modification du débit saisonnier du lit augmentent la vitesse d'écoulement. Cet écoulement modifie le lit, érode les berges et déracine les arbres. Les rives concaves en particulier sont soumises à l'assaut de ce courant fluvial.

Toutes ces études montrent que le barrage de Nangbéto a un effet important sur le fonctionnement du bassin, notamment sur l'évolution de la sédimentation dans le système lagunaire, même si aucune estimation précise n'est actuellement effectuée à l'embouchure du Mono.

5.2.1.2. L'évolution des charges solides dans le système lagune côtière-chenal Ahô- « lac » Ahémé

Le système lagunaire couvre une superficie d'environ 813 km² et est placé à l'interface terre-mer. C'est le réservoir des apports drainés du nord par les fleuves, de ceux de la mer au sud et de ceux issus de l'anthropisation. Il est la « porte d'entrée » des charges solides dans la mer. Nonobstant les apports des fleuves, les premières pluies contribuent déjà à l'inondation du secteur et à la montée des eaux dans les marais et étangs.

La figure 5.9 montre l'évolution des charges solides sur trois sites : Towonou, Guézin et Djondji (tous situés en aval des fleuves Mono-Couffo) en surface et au fond du lit. Elle

présente la variation des charges solides de novembre 1991 à mars 1992. Au cours de cette période, elles varient en moyenne en surface de 0,2 à 0,5 g/l à Towonou, pour atteindre 1,5 g/l le 07 mars. Elles sont de 0,3 à 0,5 g/l au fond sur toute la période. À Djondji, elles varient en moyenne en surface de 0,5 à 1,2 g/l et de façon un peu plus importante au fond (0,4 à 1,4 g/l). À Guézin, elles évoluent en surface de 0,2 à 0,6 g/l, voire 1 g/l en fin mars. Au fond, elles varient de 0,2 à 0,9 g/l (Salami et Tchawlassou, 1992).

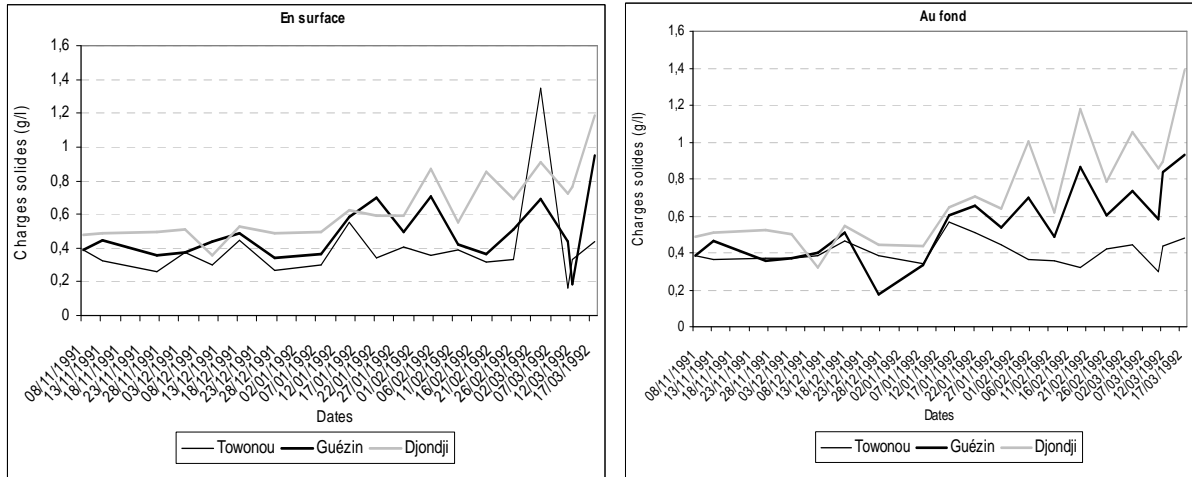


Figure 5.9 : Variation des charges turbides des eaux dans le système lagunaire du complexe, de novembre 1991 à mars 1992

Source : Salami et Tchawlassou, 1992.

NB : *Towonou* : exutoire du Couffo, *Djondji* : à 1 km de l'embouchure du Mono et *Guézin* : presque à équidistance entre l'embouchure du Mono et Couffo.

Sur l'ensemble des trois sites, on note une augmentation des charges solides au fond comme en surface vers la fin de mars, qui correspond au début de la grande saison des pluies dans le domaine subéquatorial. La plus faible charge solide à Towonou montre que très peu de particules du Couffo parviennent dans le « lac » Ahémé, contrairement à celles du Mono. L'évolution à la hausse des charges solides sur toute la période (novembre 1991 à mars 1992) à Djondji par rapport aux autres localités (Towonou et Guézin), en surface comme au fond, montre que les plus importants apports alluvionnaires au système lagunaire sont ceux apportés par le fleuve Mono.

5.2.2. Variation spatio-temporelle des flux

5.2.2.1. L'évolution temporelle des charges solides transportées dans le bassin en amont du système lagunaire

La figure 5.10 montre l'évolution journalière des charges solides (mesurées par les TSS = Total Suspended Sediment), des MES et des débits du 30 mai 1966 au 20 février 1967. Les plus forts débits solides (TSS) sont enregistrés logiquement pendant la période des débits

maxima. Les variations des MES entre mai et juillet montrent des pics de l'ordre de 100 à 350 mg/l, sans relation avec les débits, qui restent très faibles durant cette période. On peut émettre l'hypothèse que ces variations sont induites par les averses pluvieuses, à partir du ruissellement dans le bassin. Il a déjà été souligné que l'écoulement ne suit vraiment l'évolution des lames d'eau précipitée qu'après saturation du réservoir souterrain.

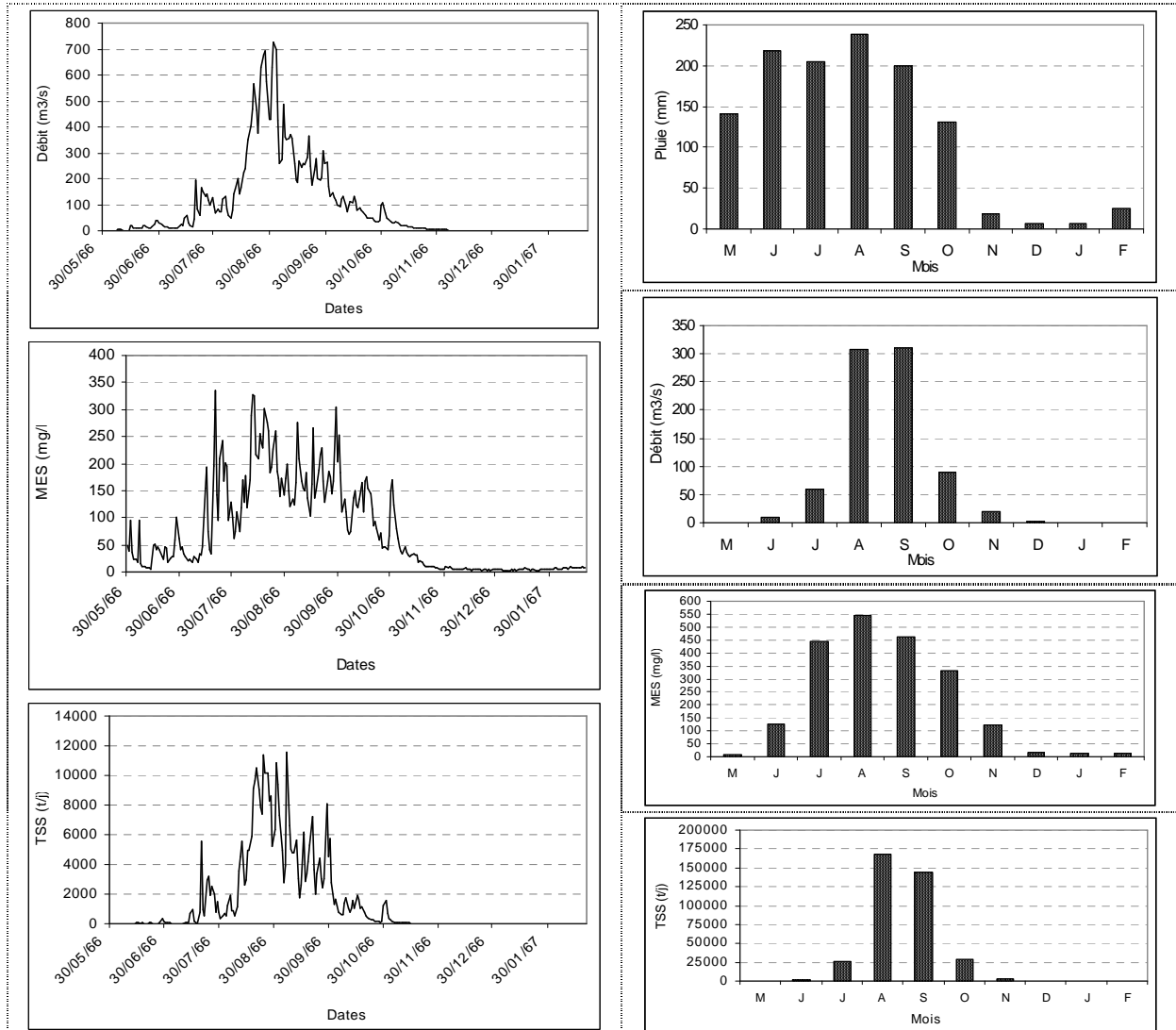


Figure 5.10 : Variabilité des TSS, MES, débits journaliers dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé de mai 1966 à février 1967.

Figure 5.11 : Variation moyenne mensuelle des TSS, MES, débits dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiémé de mai 1966 au 20 février 1967.

Source : Colombani, 1967a.

Toutefois, la plus importante quantité de MES et de TSS mesurée (figure 5.11) est enregistrée durant le même mois (août) que celui des plus fortes pluies et débits. Les forts débits se maintiennent pendant deux mois (août-septembre) alors que les MES et les TSS baissent en août et septembre, respectivement de 13 % et de 14 %. Ainsi, les plus importantes quantités de MES dans le bassin ne sont enregistrées en moyenne que pendant 8 % du temps de hautes

eaux, plus que ne l'avait estimé Fournier (2004) à 5 %. Cette différence pourrait provenir de la taille du bassin et aussi du régime pluviométrique.

5.2.2.2. Analyse des flux solides sur trois mois avant (à Athiémé) et après (à Guézin) la construction du barrage de Nangbéto

On a réalisé une étude de l'évolution des TSS d'octobre à décembre (seuls mois disponibles pour la période récente) avant (à Athiémé) et après (à Guézin, mais pas comparable avec les données de Athiémé) la construction du barrage de Nangbéto. En 1966, d'octobre à décembre, se produit une décroissance normale du débit, des MES et des TSS (figure 5.12 à gauche) avec vidange des nappes. En 1999, dans le système lagunaire (à Guézin), où les étiages sont soutenus par les lâchers d'eau, on note deux scénarios : - les MES ne suivent plus, du 1^{er} octobre au 05 novembre 1999, la variation des débits ; - du 06 novembre au 31 décembre 1999, les MES augmentent en partie avec les lâchers d'eau (figure 5.12 à droite). Il semble donc que les effets des lâchers du barrage de Nangbéto n'est pas négligeable dans le système lagunaire.

La modification du régime du fleuve Mono sous l'effet du barrage et les différentes situations de la marée pourraient avoir une influence sur la variation du volume des charges solides (TSS) et donc sur la sédimentation, en particulier dans le système lagunaire comme c'est le cas dans la baie de la Vilaine avec le barrage d'Arzal. Les fortes quantités de TSS dans le système lagunaire en 1999 pourraient se justifier par les événements pluvieux extrêmes et les forts débits de cette année-là.

L'analyse comparée du taux de dénudation et de la pluviométrie dans le bassin en octobre-décembre 1966 et 1999 montre une évolution similaire des deux paramètres (figure 5.13). On note cependant une hausse marquée des charges solides dans le système lagunaire à Guézin en 1999, quand les précipitations sont à la baisse. Ces fluctuations du taux de dénudation conditionneraient à la variation des MES en étiage. Le fort taux de dénudation durant ces mois très secs témoigne de la perte de terres suite à la dégradation du couvert végétal.

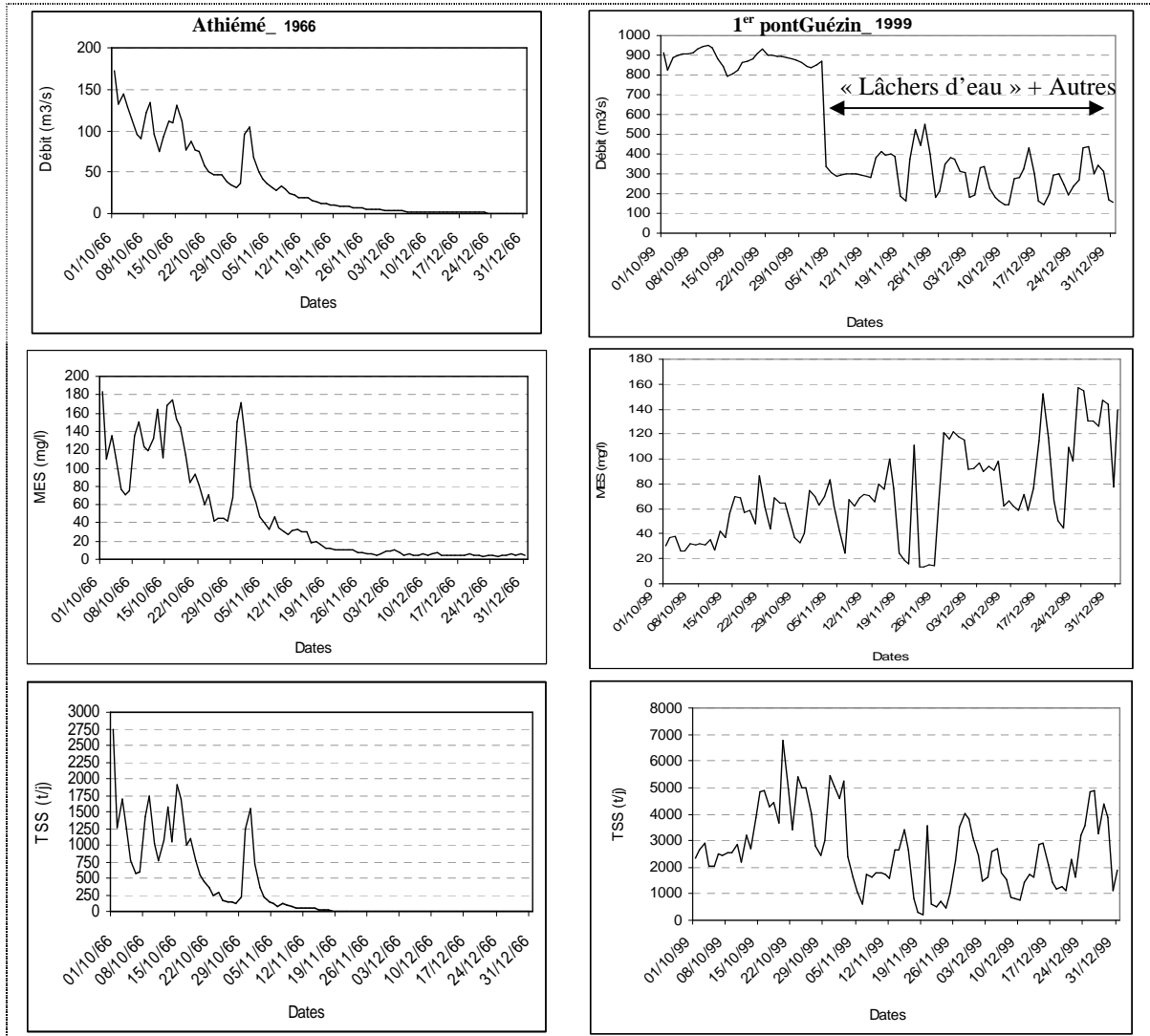


Figure 5.12 : Variation des TSS, MES, débits journaliers dans le système fluvio-lagunaire d’octobre à décembre 1966 et 1999.

Source : Colombani, 1967a ; Roche International, 1999.

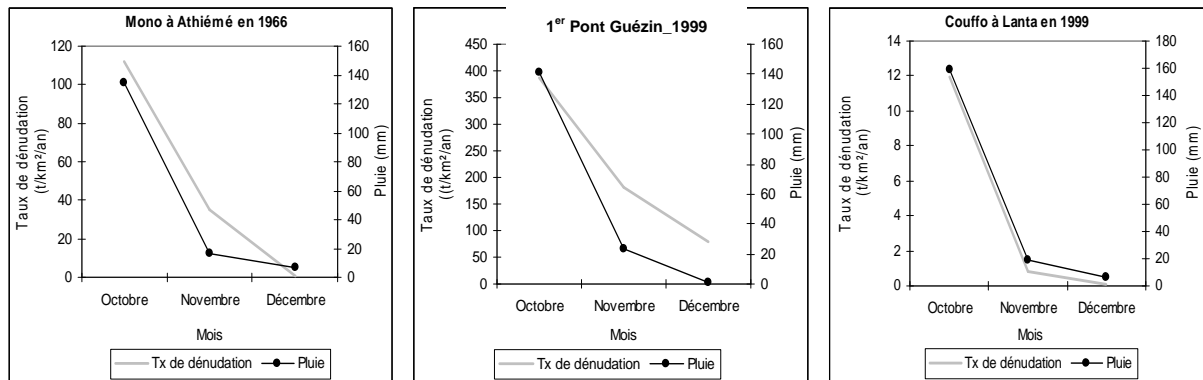


Figure 5.13 : Variation des taux de dénudation du bassin-versant du complexe (Mono à Athiémié et Couffo à Lanta) et des précipitations en amont des stations hydrométriques et à Guézin d’octobre à décembre.

Source : Colombani, 1967a ; Amoussou et al., 2007

Afin de mieux cerner les facteurs de variation des MES, on a cherché à quantifier la part de variation des taux de MES expliquée respectivement par le débit et par les entrées pluvieuses sur le bassin avant et après la construction de Nangbéto.

5.2.3. Relations entre MES, débit et pluie dans le bassin

5.2.3.1. La relation MES/Débit

La relation MES/débit décrit les apports liquides et solides dans le complexe. Elle est ensuite utilisée pour la simulation des courants de turbidité. Aussi, analysera-t-on séparément les relations MES/débit avant (à Athiémé) et après (Guézin) la construction du barrage de Nangbéto, même si cette dernière station n'est pas sur le Mono.

La figure 5.14 traduit l'évolution des MES en fonction du débit. Deux types de modèles décrivant la relation sont testés : linéaire et polynomial.

Par ajustement linéaire, 53 % des variations des MES peuvent être expliquées par celles des débits. Cependant, la dispersion des valeurs hors de l'intervalle de confiance souligne une certaine irrégularité des données. Les MES augmentent avec le débit jusqu'à un certain seuil, puis plafonnent et ensuite baissent avec l'augmentation du débit. L'ajustement par une courbe polynomiale tient mieux compte du caractère non linéaire de la relation (figure 5.14). Dans ce cas, la part de la variance de MES expliquée par le débit passe de 53 % à 80 %. Le modèle polynomial est donc le meilleur.

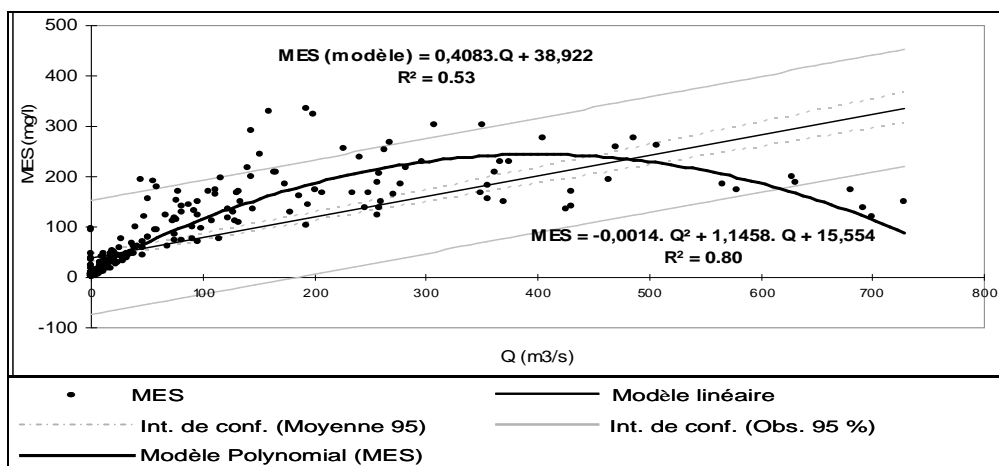


Figure 5.14 : Relation débit (Q)/quantité de matière en suspension (MES) dans le sous-bassin du Mono à Athiémé du 30 mai 1966 au 20 février 1967.

Source : Colombani, 1967a

Pour une vérification des valeurs hors de l'intervalle de confiance du modèle linéaire, une normalisation des résidus du modèle a été réalisée et les valeurs obtenues présentées en

relation entre MES et débits (figure 5.15). Cette dernière montre la variation des résidus en fonction du débit et des MES. Ainsi, au delà de 550 m³/s de débit, les résidus normalisés sont négatifs alors que les résidus de MES sont nuls, ce qui montre une surestimation des MES à partir du débit.

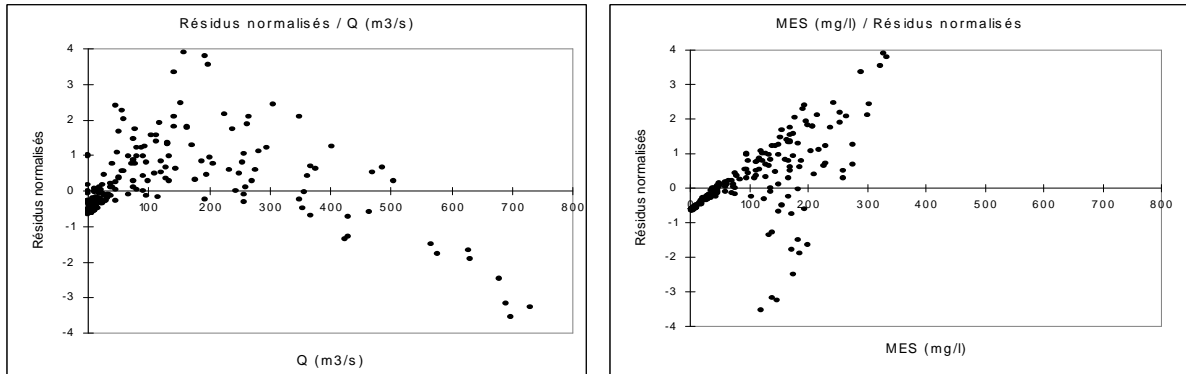


Figure 5.15 : Variation des résidus normalisées des débits et des MES de 1966 à 1967 dans le bassin-versant à Athiémé.

Mais les résidus positifs du débit montre que les MES sont sous-estimées. Ces variations des résidus soulignent un changement dans l'écoulement, car le débit mesuré au point de mesure de MES est différent du débit à la station d'Athiémé. Nous avons choisi le débit d'Athiémé au profit de celui du point de mesure, car il représente une moyenne journalière et il explique mieux la variation du débit au cours de la journée, celui mesuré ponctuellement ne reflète pas nécessairement ce qui peut se passer dans la journée.

Les données de MES en 1999 étant limitées (octobre à décembre : trois mois hydrologiquement humides), nous avons distingué deux périodes avant et après la construction du barrage pour pouvoir comparer deux années. Ainsi, une comparaison de la corrélation MES/débit (figure 5.16) au pas de temps journalier a été établie sur les deux années 1966 et 1999 afin d'évaluer en partie l'effet de la construction du barrage de Nangbéto sur le comportement hydro-sédimentaire. En 1999, on note deux populations de MES à Guézin (figure 5.16) : une population de MES qui correspond aux basses eaux (encadré rouge) dont la concentration moyenne est de 83,1 mg/l et une population de MES aux hautes eaux (encadré jaune) de 49 mg/l avec respectivement 295,4 m³/s et 881,8 m³/s de débit moyen à Athiémé.

La décroissance de la concentration des MES avec l'augmentation des débits à Athiémé, montre qu'une fois que le nettoyage du lit est fait, les MES diminuent considérablement avec l'augmentation des débits. En 1966, les MES évoluent en relation avec l'augmentation des

débites. Ceci montre que sur un bassin à régime hydrologiquement artificiel, les MES augmentent en partie avec les lâchers d'eau.

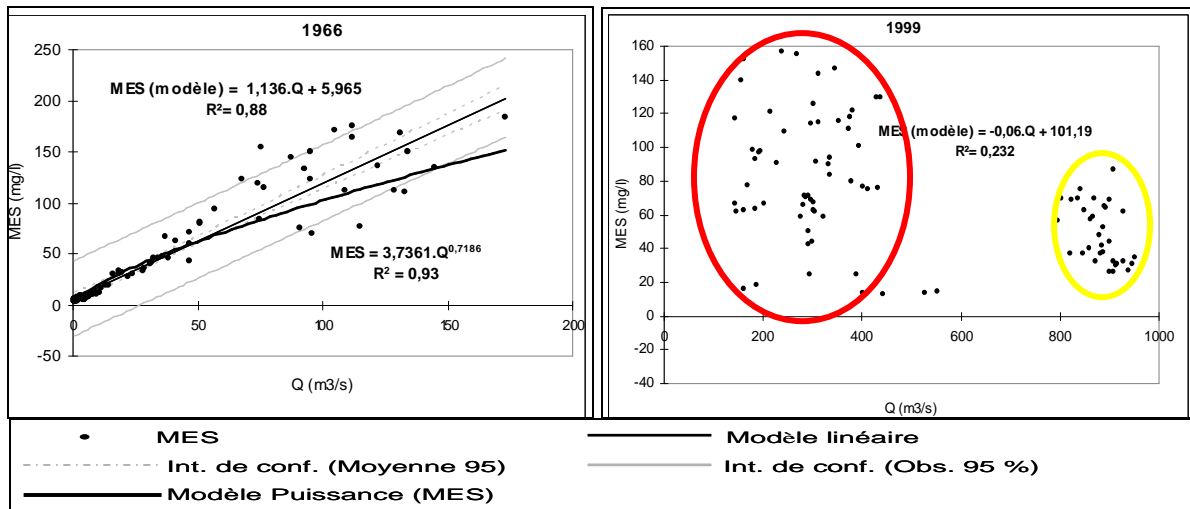


Figure 5.16 : Corrélation débit (Q)/quantité de matière en suspension (MES) dans le bassin du 1^{er} octobre au 31 décembre 1966 (à Athiémé) et 1999 (à Guézin).

Source : Colmbani, 1967a et Roche International, 1999.

En 1966, par ajustement, la fonction puissance explique mieux le lien entre MES et débit. Ainsi, pour caractériser la relation MES/débit dans le bassin avant 1987, le modèle-puissance est le plus performant. Ce modèle est de type :

$$MES = aQ^b \quad (5.1)$$

Après la construction du barrage, le modèle qui permet le mieux d'établir une corrélation MES/débit avec toutes les incertitudes est le modèle linéaire. Il s'écrit :

$$MES = -a.Q + b \quad (5.2)$$

avec a et b des paramètres de calage du modèle ; MES : matière en suspension ; Q : débit du Mono à Athiémé.

En 1966, l'évolution des MES à Athiémé suit celle des débits à 93 %, alors qu'en 1999, elle semble peu dépendante du débit (figure 5.16). Ainsi, la corrélation MES/débit obtenue est plus forte en 1966 qu'en 1999. Ceci est légitime, car les débits à Athiémé ne sont pas représentatifs de ceux du premier pont de Guézin. Mais n'ayant pas de station de mesure de débit à Guézin, on a utilisé les débits à Athiémé, de même que des études antérieures pour analyser en partie l'influence du barrage sur le système lagunaire.

Les équations 5.1 et 5.2 correspondant aux modèles performants sont respectivement :

- en 1966 à Athiémé

$$MES = 3,7361.Q^{0,7186} \quad (p < 0,0001) \quad (5.3)$$

• et en 1999 à Guézin

$$MES = -0,06.Q + 101,19 \quad (p < 0,0001) \quad (5.4)$$

La valeur de la corrélation MES/débit après barrage traduite par l'équation (5.4), sous-entend que la variation des deux paramètres dépend plus d'autres facteurs. Les recherches futures permettront d'affiner cette analyse.

5.2.3.2. La relation MES/pluie

Faute de données pluviométriques journalières spatialisées, une corrélation au pas de temps mensuel est recherchée entre MES et pluie sur les dix mois disponibles (mai 1966-février 1967) avant la construction du barrage et sur les trois mois (octobre à décembre 1999) après 1987.

La figure 5.17a traduit la relation qui lie les MES aux précipitations et la variation mensuelle des paramètres matières en suspension (MES), pluie (P) et écoulement (Léc) avant la construction du barrage. La figure 5.17a (à gauche) montre que l'ajustement linéaire de MES en fonction des pluies est très proche de l'ajustement polynomial, avec des coefficients de détermination quasiment équivalents. Les MES augmentent avec les précipitations. Toutefois les résidus sont forts certains mois, comme le montrent les points qui s'écartent de la droite de régression.

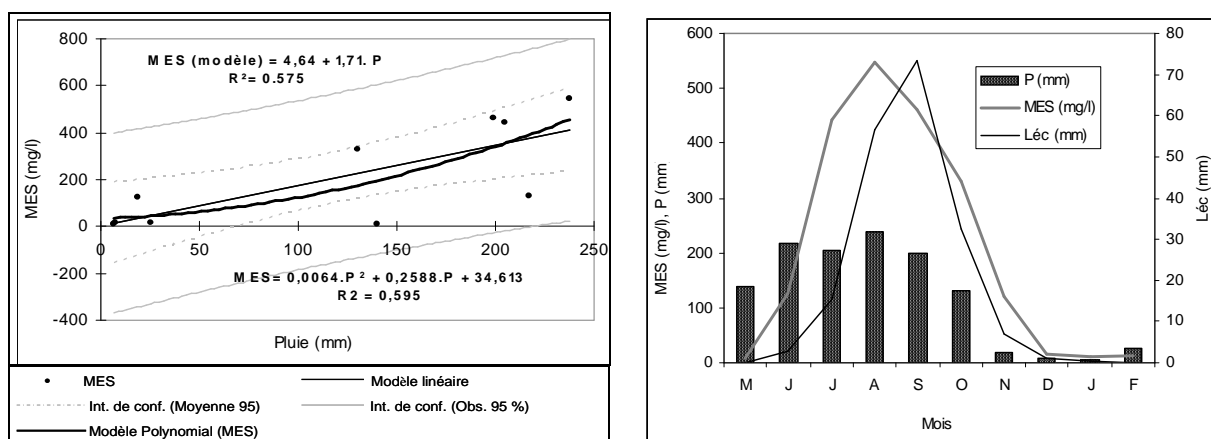


Figure 5.17 : Relation au pas de temps mensuel de MES/pluie (à droite) et variation de MES (mg/l), P et Léc (mm) (à gauche) dans le bassin de mai 1966 à février 1967.

Source : Colombani, 1967a

Sur la figure 5.17 (à droite), on remarque que les MES sont presque nulles en mai alors que la pluie moyenne est de plus de 140 mm et l'écoulement de 0,1 mm. En février, avec une

augmentation des pluies (25 mm) par rapport à celles de janvier (6 mm), les MES passent de 11 mg/l en janvier avec un écoulement de 0,3 mm à 13 mg/l en février, avec un écoulement de 0,15 mm. Ceci montre l'influence des précipitations dans la variation des matières en suspension. De juin à décembre les MES suivent l'évolution des débits et des pluies et plus les pluies sont abondantes, plus les débits forts et plus les MES augmentent. De ces relations entre MES, P et Léc, on peut retenir que la pluviométrie des mois de mai et février ont servi à la saturation du réservoir-sol ou bien n'est pas suffisante pour un charriage de sédiments surtout avec la couverture végétale. De ce fait, la relation entre débit et MES reste légèrement assez médiocre en début de saison. Mais dans l'ensemble, l'évolution des MES dépend avant tout de la lame d'eau précipitée.

La relation pluie, MES et écoulement (figure 5.18) après la construction du barrage de Nangbéto (octobre-décembre 1999) souligne deux points : une bonne relation pluie et écoulement sauf en décembre, quand les lâchers soutiennent déjà les débits d'étiage ; une relation très médiocre entre MES et les deux autres paramètres (pluie et débit). Ceci suggère qu'il y a un autre paramètre conditionnant la variation des MES après 1987. De même, la présence des MES à Guézin ne serait pas seulement liée aux apports du fleuve Mono, mais aussi à ceux du Couffo, de la mer et des activités anthropiques. L'importance des charges solides dans le lit à Guézin semble bien liée à la dégradation des terres due aux activités agricoles, comme l'avaient souligné d'ailleurs Louis *et al* (2005) sur le lac Péligre à Haïti.

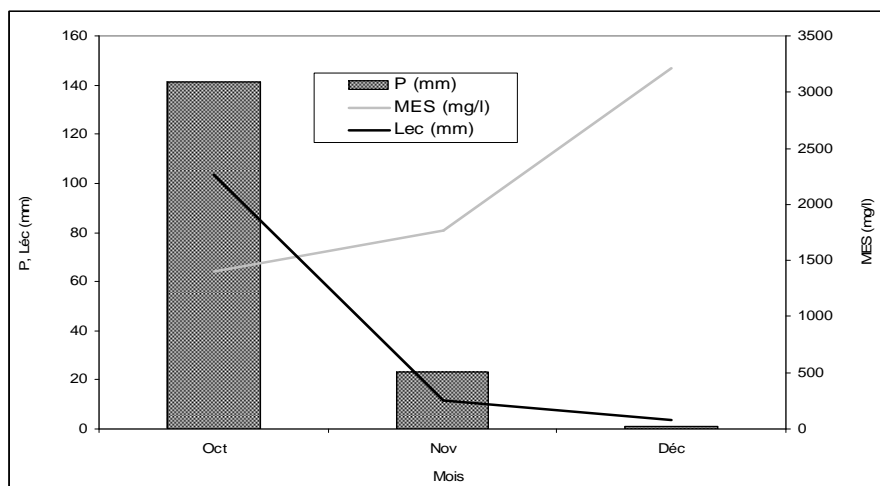


Figure 5.18 : Relation au pas de temps mensuel de la variation de MES (mg/l), P (mm) dans le système lagunaire à Guézin et Léc en mm (à Athiémé) d'octobre à décembre 1999.

Source : Roche International, 1999

Le tableau 5.III donne les corrélations entre les TSS et les paramètres MES, P (pluie) et Léc (écoulement). À l'état naturel, les paramètres débit et pluie jouent un rôle capital dans la

variation mensuelle de la quantité de matière en suspension et par conséquent des TSS. Les corrélations entre les paramètres après la construction du barrage ne présentent pas de bons résultats, raison pour la quelle, ils ne sont pas présentés.

Tableau 5.III : Matrice de corrélation de Spearman entre les paramètres MES, TSS, P et Léc au pas de temps mensuel pour le fleuve Mono avant la construction du barrage de Nangbéto (30 mai 1966 au 20 février 1967).

Variables	MES	TSS	Pluie	Léc
MES	1	0,96	0,68	0,95
TSS	0,96	1	0,54	0,99
Pluie	0,68	0,54	1	0,50
Léc	0,95	0,99	0,50	1

Seuil de significativité à 95 %. *Source* : Colmbani, 1967a

On note une relation significative entre les différents paramètres. Les TSS sont produits par les MES et le débit ; et l'écoulement par la pluie. On peut retenir de ce tableau 5.III, qu'à l'état naturel, la reconstitution des débits solides à partir des débits liquides est possible.

5.2.3.3. Le calcul des apports solides avant et après la construction du barrage

On l'effectue d'abord à partir des données existantes (somme des charges solides journalières en 1966-1967 et pour 1999, on a utilisé l'éq 2.29, cf. chapitre 2) pour la période avant et après la construction du barrage. On estime ensuite les MES avant la construction du barrage à partir du débit liquide avec l'équation (5.3).

Le tableau 5.IV donne la quantité de matières solides apportées d'octobre à décembre 1966 par le Mono, ceux d'octobre à décembre 1999 par le Couffo et ceux enregistrés à Guézin (d'origine diverse). Les apports enregistrés à Guézin en 1999 sont huit fois plus importants que ceux enregistrés à Athiémé en 1966. En se rapportant aux études antérieures (Colmbani, 1967b ; Oyédé, 1983 et 1991), qui ont montré que c'est le fleuve Mono qui apportait plus de charges solides au système lagunaire, alors cette différence de charges solides en 1999 pourrait s'expliquer par une réelle modification du fonctionnement hydrologique dans le système lagunaire. Ainsi, les apports solides du Mono à Athiémé étaient de 11 434 m³ au cours des trois mois (octobre-décembre) en 1966 et de 87 738 m³ à Guézin d'octobre à décembre 1999. Cette augmentation est très forte par rapport aux apports du Couffo qui ne sont en moyenne que de 436,4 m³ en 1999.

Tableau 5.IV : Apports solides estimés sur trois mois sur la base de mesures de débits solides pour le Mono à Athiémié et le Couffo à Lanta.

Période de mesure	Apports solides (kg)	Apports solides (m ³)	Volume de dépôt correspondant (m ³)	Apport spécifique (m ³ .km ⁻² .an ⁻¹)
Sous-bassin du Mono				
01/10/1966 31/12/1966	31 785 781	11 433,73	18 920,11	0,88
Système lagunaire (1^{er} pont Guézin)				
01/10/1999 31/12/1999	243 912 684	87 738,38	145 186,12	6,75
Sous-bassin du Couffo				
01/10/1966 31/12/1966	-	-	-	-
01/10/1999 31/12/1999	1 213 190	436,40	722,14	0,24

- Pas de données. *Source* : Colombani, 1967a et Roche International, 1999

Densité des particules $\rho_s = 2\,780\text{ kg.m}^{-3}$, densité apparente des dépôts $\rho_d = 1\,680\text{ kg.m}^{-3}$; Superficies : Mono, 21500 km² et Couffo, 3000 km².

L'augmentation de la charge solide en 1999 paraît paradoxale compte tenu du piégeage des sédiments dans la retenue de Nangbéto. Cela provient sans doute du fort taux de dénudation, des marées et de la forte érosion des berges et des fonds induite par les forts « courants de chasse » du fleuve Mono juste en aval du barrage ; on peut aussi l'expliquer par l'utilisation des engins prohibés (acadja et xa) pour la pêche et par la mauvaise gestion des ordures ménagère le long des berges dans le système lagunaire. Ces résultats en partie sont conformes à ceux trouvés par Rollet (2007) sur la basse vallée de l'Ain, en ce sens que le bilan sédimentaire est excédentaire dans certains secteurs et par contre déficitaire dans d'autres en aval d'un barrage hydroélectrique au gré des sédiments déposés ou repris. Comme l'a déjà signalé Rossi (1996), on peut ainsi craindre à l'avenir, une érosion des berges, des recoupements des méandres, un surcreusement du lit pouvant entraîner l'affouillement des ouvrages (ponts), le comblement de certains secteurs du lit et l'abaissement du niveau des nappes phréatiques comme ce fut le cas, vingt ans après la mise en service, du barrage d'Akossombo en 1963 au Ghana. La capacité érosive va s'accroître vers l'aval et le cordon littoral deviendra plus sensible aux crues et aux ruptures périodiques du littoral entre Grand-Popo et Djondji.

L'estimation des débits solides à partir de l'équation (5.3), avant la construction du barrage de Nangbéto nous donne 17 679 m³ au cours des trois mois (octobre-décembre 1966). Cette estimation est supérieure aux données mesurées (11 434 m³) directement sur le terrain. Cet écart provient sans doute du fait que nous n'avons pas travaillé avec le débit mesuré. En effet il nous semble qu'il ne reflète pas la réalité moyenne de la journée et qu'il ne prend pas en compte l'inégale vitesse de l'écoulement sur l'ensemble de la colonne d'eau, qui varie de la

profondeur à la surface et selon la période de mesure. Notre équation 5.3 n'est qu'un modèle ; une représentation simplifiée de la réalité.

Pour apprécier les apports du Mono et du Couffo, nous avons utilisé les deux méthodes utilisées par Salami et Tchawlassou (1992).

La première a été utilisée par Rolf dans les travaux du Projet Pêche Lagunaire de la Deutsche Gesellschaft für Technische Zusammenarbeit (PPL – GTZ) au Bénin. Cette méthode consiste à quantifier la charge solide du fleuve Mono à Nangbéto avant la construction du barrage et proportionnellement à la moyenne des débits moyens journaliers observés à Athiémé et à Lanta sur la période d'étude. La seconde méthode consiste à faire des prélèvements d'échantillons à différents points d'observations (figure 5.9 supra).

La première méthode (cf. éq 2.37, chapitre 2) a permis ainsi d'estimer la vitesse de comblement actuelle du système lagunaire. Le taux de comblement peut être donc estimé à partir du poids spécifique de la vase qui est $1,3 \text{ t.m}^{-3}$, de la charge solide en amont du barrage à Nangbéto qui est de $900\,000 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ et des débits moyens journaliers du Mono à Athiémé et du Couffo à Lanta entre 1961 et 2000. Le comblement du système lagunaire est estimé à $1,64 \text{ mm.an}^{-1}$. Ce comblement n'est ni uniforme ni stable et ne tient pas compte des sédiments exportés en mer.

Ces sédiments de plusieurs origines sont constitués aussi bien de charges solides en suspension que d'éléments dissouts (TDS=Total de sels dissous).

5.2.4. L'évolution des flux en solution dans le bassin-versant

Lors de l'altération et de la désagrégation de la roche-mère et des sols du bassin-versant, les particules libérées sont constituées aussi bien d'ions, de molécules, de particules solides et d'éléments minéraux, qui se déposent après floculation. En outre, l'accroissement des surfaces agricoles dans le bassin-versant s'accompagne d'un apport sensible de particules chimiques, du fait des intrants utilisés dans les cultures, ce qui entraîne une pollution des écosystèmes du milieu.

Malheureusement les mesures des matières dissoutes sont très ponctuelles. Nous n'avons pu disposer que des données de Colombani (1967a) qui couvrent la période du 30 mai 1966 au 20 février 1967. Seuls sont pris en compte les anions (Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3H^- , CO_3^{2-}) et les cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , SiO_2). D'ailleurs Colombani (1967a) signale que le fer (Fe) et

l'aluminium (Al) sont en très faibles concentrations. En utilisant une simulation du débit de la même période, la variation des concentrations des ions sera analysée. D'une part, celle de la valeur journalière en ions $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ de la charge dissoute d'érosion ($\text{MES}_{\text{sol}1}$), et d'autre part de la valeur journalière des ions SO_4^{2-} , $\text{CO}_3\text{H}^- + \text{CO}_3^{2-}$ ($\text{MES}_{\text{sol}2}$).

Au cours de ces années hydrologiques, la concentration des cations varie de 33,2 à 65 mg/l, soit une moyenne de 44 mg/l ; la concentration des anions varie de 58,1 à 167 mg/l, une moyenne de 92,58 mg/l (figure 5.19). Les plus importantes variations saisonnières de matières dissoutes s'observent dans le bassin de décembre à février et les plus faibles de juillet à septembre. Cependant, cette forte concentration des substances dissoutes et même des MES à l'étiage ne signifie pas pour autant une charge plus importante que celle pendant les hautes eaux.

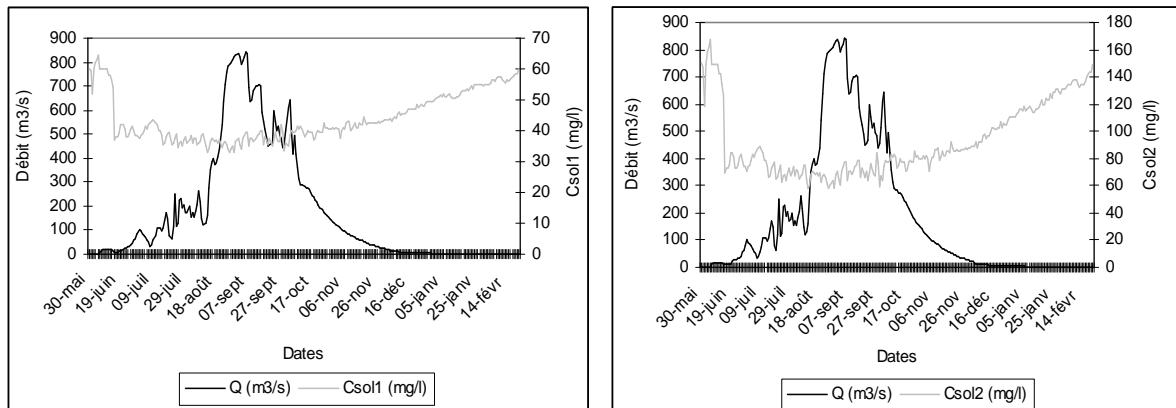


Figure 5.19 : Variation des concentrations des cations et anions et du débit dans le sous-bassin-versant du Mono à Athiéme.

Source : Colombani, 1967a

Ces éléments chimiques en solution évoluent logiquement en opposition de phase avec la lame d'eau écoulée (figure 5.19). Leur concentration diminue en période de hautes eaux, du fait de la dilution, et elle augmente en étiage. Mais, la brutale diminution des concentrations observée en juin montre que les premières pluies commencent à diluer les charges dissoutes dans l'hydrosystème, ce qui confirme les résultats des travaux de Nkounkou et Probst (1987) ; Probst *et al.* (1992) ; Laraque *et al.* (1995) sur les fleuves Ngoko à Moloundou (Cameroun), Oubangui et Congo.

La figure 5.20 présente la relation sédiments en solution/débit liquide du Mono pour la période choisie. Elle montre, un plus fort taux quand le débit tend vers 0. Les concentrations diminuent sensiblement quand le débit augmente. Mais, les concentrations des anions sont plus élevées que celles des cations. La corrélation débit/concentrations des cations et des

anions significative au seuil de 99 %, montre que la variation des sédiments en solution est expliquée à 85 % par les débits liquides (figure 5.20). Cette forte variation est beaucoup plus accentuée quand le débit est encore inférieur à 400 m³/s, car au-delà, on note un plafonnement des sédiments dissous. Toutefois, l'augmentation des concentrations avec la réduction des débits reste faible entre 50 et 400 m³/s.

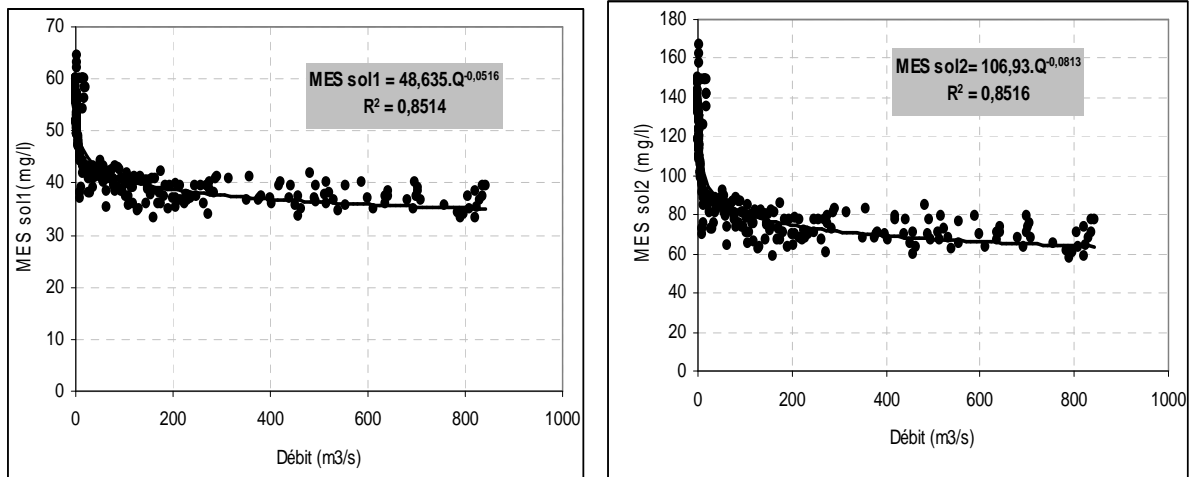


Figure 5.20 : Corrélation débit/concentration des ions présents dans la charge solide du 30 mai 1966 au 20 février 1967 dans le sous-bassin du Mono à Athiémé.

Source : Colombani, 1967a

Les relations débit/solutions en anions et débit/solutions en cations obtenues pour la période de référence par les équations suivantes peuvent être décrites :

$$MES_{sol} = a \cdot Q^{-b} \quad (Q = \text{débit}) \quad (5.5)$$

La détermination empirique des modèles donne les équations suivantes :

$$MES_{sol1} = 48,635 \cdot Q^{-0,0516}, \quad p < 0,0001 \quad (5.6)$$

et

$$MES_{sol2} = 106,93 \cdot Q^{-0,0813}, \quad p < 0,0001 \quad (5.7)$$

À partir des équations 5.6 et 5.7, on a tenté une estimation des concentrations en cations et en anions. Ainsi sur la période de 30 mai 1966 au 20 février 1967, le TDS (Total Dissolved Salts) estimé est de 77 841 tonnes, ce qui est presque identique à la quantité mesurée qui est de 77 839 tonnes avec le même débit à Athiémé : on peut aussi bien estimer les TDS à partir du débit liquide « naturel » du fleuve.

L'analyse de la morphologie du système lagunaire permet de confirmer l'effet des apports solides.

5.3. Analyse morphologique du système lagunaire

5.3.1. La bathymétrie de quelques sections

Jusqu'ici, les cartographies du système lagunaire sont restées incomplètes. Les travaux antérieurs de Oyédé (1983 et 1991), Roche International (1999) et Amoussou (2003), ont montré que le « lac » Ahémé se comble, moins vite toutefois que ne le pensent les populations riveraines. Nous tentons ici, à partir de nos mesures calibrées des profondeurs et de nos sondages sur un certain nombre de sites (figure 5.21) de reconstituer le profil sédimentaire du système (Bas-Mono, lagune côtière, chenal Ahô, lac Ahémé), d'identifier la composition des sédiments et d'estimer l'évolution du comblement par comparaison avec des travaux antérieurs.

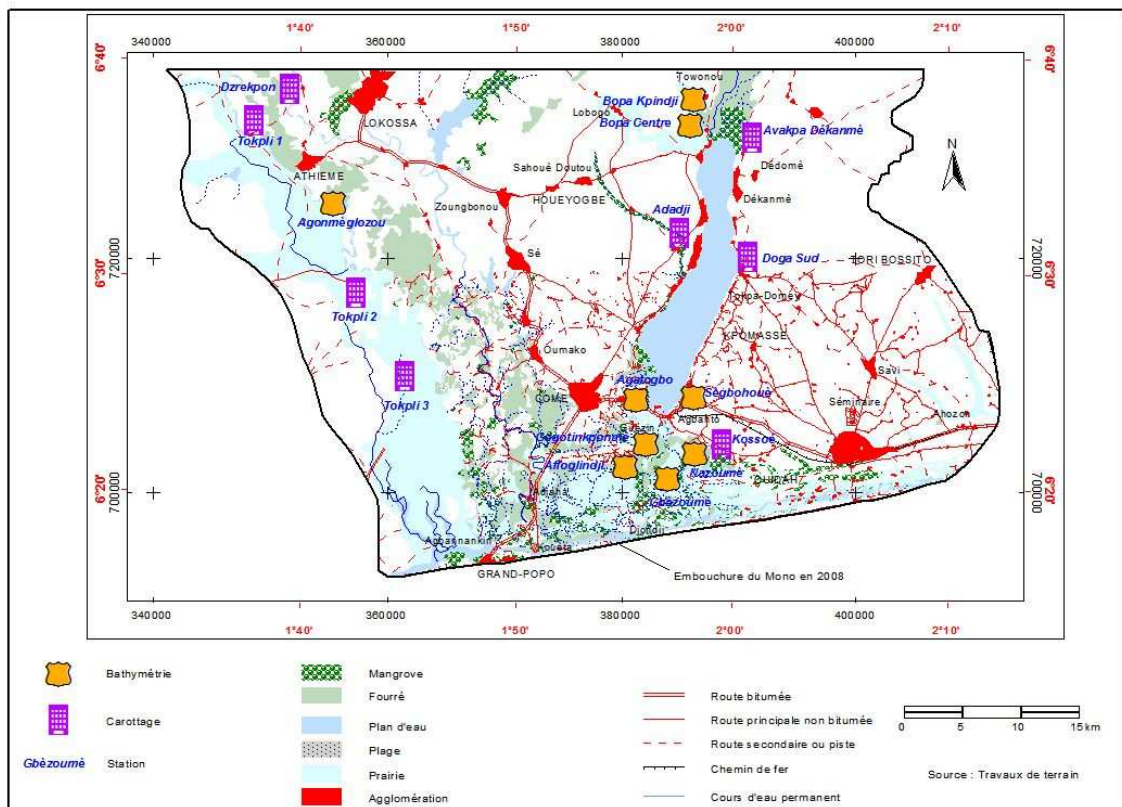
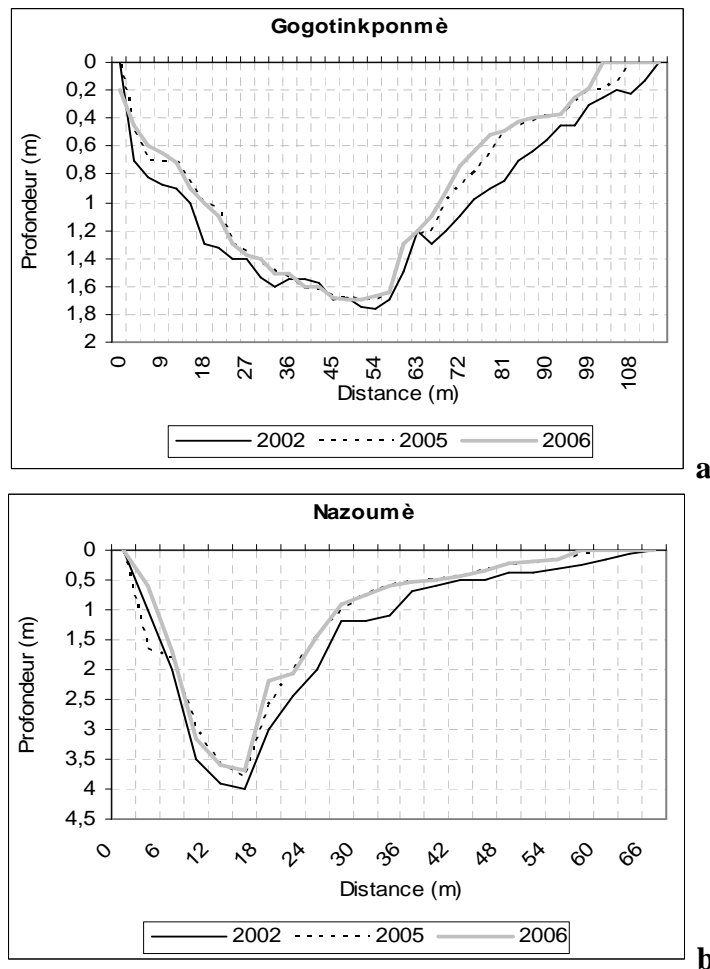


Figure 5.21 : Sites de mesure de profondeurs et de sondage.

Les sites de sondage sont des sites inondés périodiquement et qui ont fait objet d'études antérieures. Ce sont des milieux où la pression humaine est très forte. Les sites de bathymétrie du Bas-Mono sont des sites de mesures de CGILE et les autres sont ceux sur lesquels nous avons déjà fait des mesures bathymétriques antérieurement au cours de nos

travaux de terrain en 2002 sur l'évolution du comblement dans la basse vallée du Mono-Couffo.

La figure 5.22 (a, b, c et d) donne les profondeurs obtenues à partir des mesures réalisées à Gogotinkponmè, Nazoumé, Affoglindji et Gbèzoumè (tous le long du chenal Ahô) au cours des années 2002, 2005 et 2006. Toutes ces mesures sont calées sur le niveau du premier pont de Guézin. P1, P2 et P3 désignent les profondeurs qui sont couplées aux trois années et les superficies des sections respectives pendant ces années, cela afin d'évaluer un éventuel comblement. Le tableau 5.V permet ainsi d'apprécier s'il y a dépôt (+), érosion (-) ou stabilité (0) du système au cours de la période. En effet, la superficie est calculée à partir de la profondeur et de la largeur de la section mouillée. Ainsi, la diminution ou l'augmentation de la superficie de section est liée à la profondeur, car d'une année à l'autre selon la même saison, la largeur varie très peu.



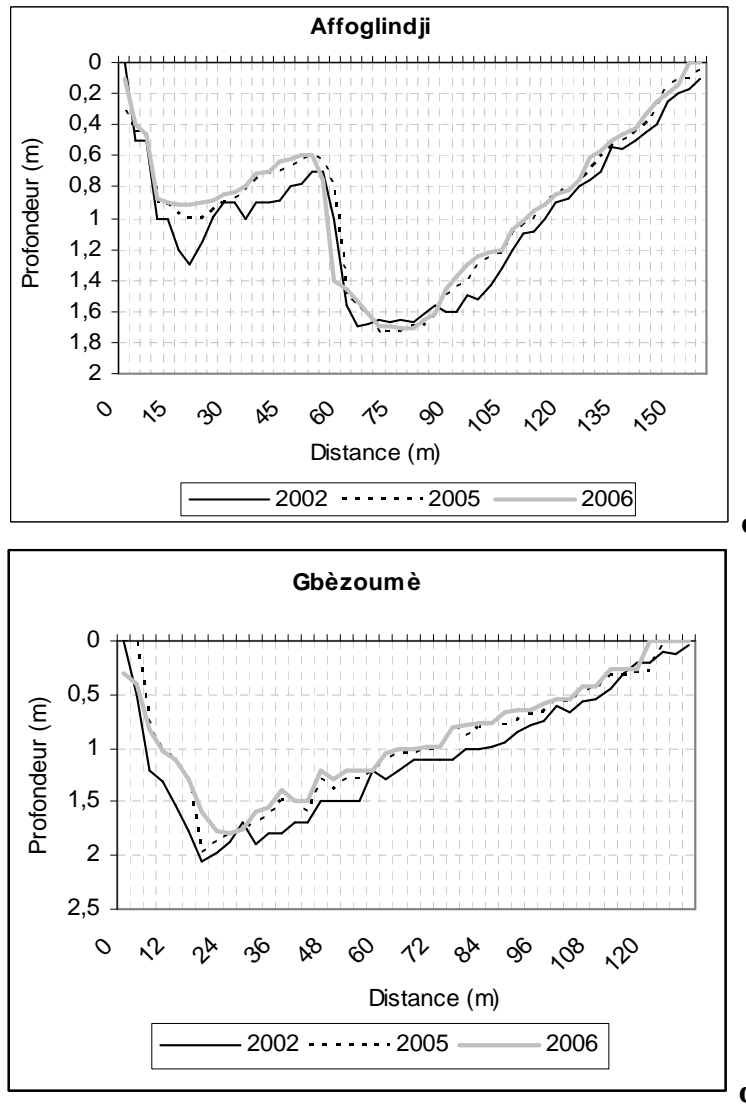


Figure 5.22 : Variation des fonds de section du complexe ces dernières années.
 Source : Données de terrain, 2002 à 2006

La figure 5.22 et le tableau 5.V indiquent une diminution générale de la superficie des sections et, par là, de la profondeur du lit du système entre 2002 et 2006. Toutefois, cette évolution doit être nuancée selon les sites et les périodes.

Tableau 5.V : Récapitulatif de l'évolution de la sédimentation en certains secteurs du système lagunaire.

Superficie (m ²)/ Sites	S1 (2002)-S2 (2005)	S1 (2002)-S3 (2006)	S2 (2005)-S3 (2006)
Gogotinkponmè	+10,8	+32,4	+21,6
Nazoumè	+16,5	+16,5	0
Affoglindji	+32,4	+16,2	-16,2
Gbèzoumè	+8,82	+71,82	+63

Données de terrain, 2002 à 2006

Entre 2002 et 2005, tous les sites de mesures ont connu un rehaussement de leur fond. À Affoglindji, les apports de sédiments ont été très importants entre 2002 et 2005 et plus de deux fois plus importants à Nazoumè entre 2002-2006. De 2005 à 2006, les sites de

Gbèzoumè et Gogotinkponmè ont connu un apport non négligeable, alors que Nazoumè a vu sa section inchangée pendant cette période ; Affogindji a connu un creusement (une érosion) sur une superficie de 16,2 m². Le comblement est plus important à Gbèzoumè qu'à Gogotinkponmè, ce qui pourrait s'expliquer par le fait que Gbèzoumè est plus proche du fleuve Mono et peut donc recevoir d'importantes charges solides surtout en période d'inondation. Quant à Gogotinkponmè, il est plus proche de l'exutoire du Couffo qui n'apporte que de faibles quantités de charges solides au système lagunaire.

Il est intéressant de comparer ces résultats avec ceux provenant d'études antérieures. Les données de 1991 et 1999, traitées par Oyédé *et al.* (2007), ont permis par exemple de constater également la diminution des profondeurs dans certains secteurs du « lac » Ahémé. Ainsi, l'étude comparée des profondeurs entre 1991 et 1999 de quelques secteurs du lac, notamment du nord (Bopa kpindji et Bopa-Centre) et du sud (Sègbohoulè et Agatogbo) a permis d'observer un comblement (tableau 5.VI) dans les secteurs sud du « lac » Ahémé, de la rive est à la rive ouest. Au nord du lac, l'auteur a constaté également un relèvement du fond devant Bopa-Centre de 1991 à 1999, avec, conjointement un creusement à Bopa Kindji, surtout sur la rive est.

Tableau 5.VI : Récapitulatif de l'évolution de la sédimentation dans certains secteurs du lac Ahémé de 1991 à 1999.

Superficie (m ²)/ sites	S (1991)	S (1999)	S (1991) – S (1999)
Bopa Kpindji	2405	2499	-94
Bopa centre	5164	4919	+245
Sègbohoulè	2899	2744	+155
Agatogbo	2453	1805	+648

Source : Oyédé et al., 2007.

Nous avons effectué des mesures de profondeur à Agonmèglozou sur le fleuve Mono, en aval du barrage, entre avril et juin 2006. Les quatre dates de mesures se placent en périodes de basses eaux quand l'écoulement est dépendant des lâchers d'eau.

La figure 5.23 donne la variation des profondeurs au cours de cette période. Elle souligne le comblement du lit, alors que les précipitations sont faibles, mettant en relief le rôle des lâchers d'eau du barrage sur la sédimentation sachant que ces charges solides déposées seront reprises lors d'un fort courant fluvial.

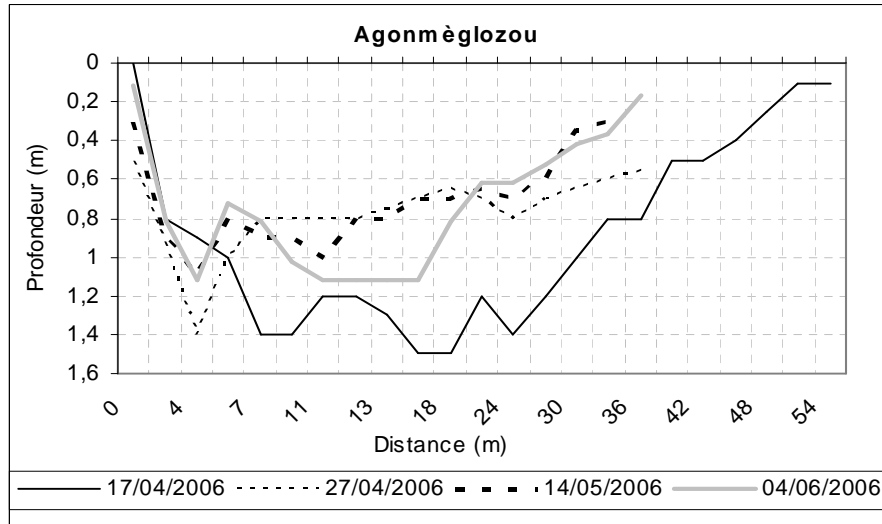


Figure 5.23 : Variation bathymétrique d'une section du complexe ces dernières années en aval d'Athiémé.

Source : Données de terrain, 2006

Le tableau 5.VII montre un ensablement du lit en avril 2006, suivi d'un creusement en mai.

Tableau 5.VII : Évolution de la profondeur du lit du fleuve Mono à Agonmèglozou d'avril à juin 2006.

Superficie (m ²)/ Site	S (17/04/2006) – S (27/04/2006)	S (14/05/2006) – S (04/06/2006)
Agonmèglozou	+32,4	-10,8

Données de terrain, 2006.

En dix jours environ d'avril 2006, la section a reçu un apport sédimentaire comblant 32,4 m² de superficie, soit en moyenne 3,24 m²/j. En vingt jours, de mai à juin, la section a connu un comblement de 10,8 m² de sa superficie, soit 0,34 m²/j. En effet, en avril, le courant du Mono est faible, alors qu'en juin, la saison des pluies ayant débuté, le débit s'accroît et un fort « courant de chasse » dans le lit engendre une érosion des sédiments.

La figure 5.24, établie à partir des données de bathymétrie de 1999 et 2002, présente les profondeurs dans différentes localités du système lagunaire. Elle montre un creusement du lit devant Bopa-Centre et Dekanmè, ce qu'avaient indiqué Oyédé *et al.*, 2007 et à la « Boca Del Rio » et un relèvement du fond devant les autres localités du bassin. Le creusement observé devant Bopa et Boca Del Rio est lié aux effets conjoints des courants du fleuve Couffo et du Mono et de la mer, car ces deux sites sont situés à l'exutoire des deux fleuves. Quant au comblement, il s'observe presque dans tous les autres secteurs du système.

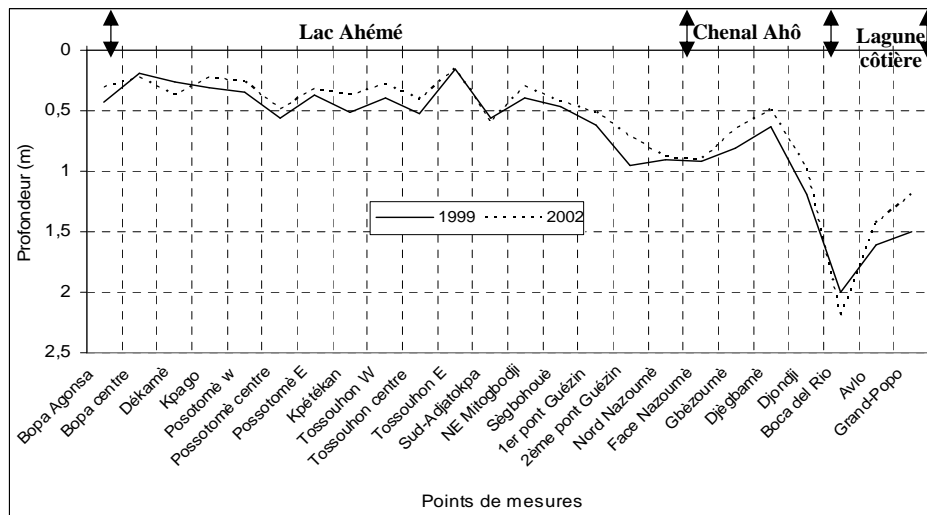


Figure 5.24 : Variation spatiale bathymétrique le long du complexe.

Source : Direction des Pêches, 2002

Le sapement permanent des berges est l'un des facteurs de la dégradation continue du système et qui influe sur les processus de sédimentation. Conjointement, les différentes structures paysagiques (la supraplexion, la métaplexion et la pédoplexion) permettent d'avoir une connaissance de la nature du milieu-support (géologie, géomorphologie, sol) afin de mieux cerner l'origine de sédiments déposés. L'étude de profils lithologiques permet ainsi de mieux comprendre l'évolution hydro-sédimentaire du bassin-versant.

5.3.2. Le profil lithologique donné par les sondages

L'évolution du faciès pédologique dans le bassin est une réponse aux différentes influences hydro-climatiques, marines et anthropiques, actuelles et héritées.

À l'aide des données issues de carottages, parfois au-delà de 3 m, on a réalisé des profils transversaux en divers points du bassin jugés représentatifs. Les sites de sondage sont présentés sur la figure 5.21 supra.

Les sondages effectués sur la rive est du « lac » Ahémé à Avakpa au nord et Kosoé au sud (figure 5.25 : C1 et C2) ont permis de connaître le mode de répartition des matériels d'accumulation des terrasses et le rôle joué par la pente dans le charriage de ces particules vers le lit. La présence constante de l'argile dans les sédiments leur confère leur imperméabilité et montre qu'elle est issue de l'érosion des versants de *Terre de barre* du plateau d'Allada. Les sables, légèrement colorés mélangés de matières organiques à la surface, témoignent de l'effet du ruissellement de surface.

Les carottes en milieu hydromorphe sur la rive est (Doga) et ouest (Adjadji) du « lac » Ahémé (figure 5.25 : C3 et C4) et précisément des secteurs d'inondations fréquentes, montrent une prédominance argilo-sableuse et de vase mélangée de sables. Ces milieux connaissent aussi les apports de matières organiques, auxquelles s'ajoutent les sables charriés par le ruissellement.

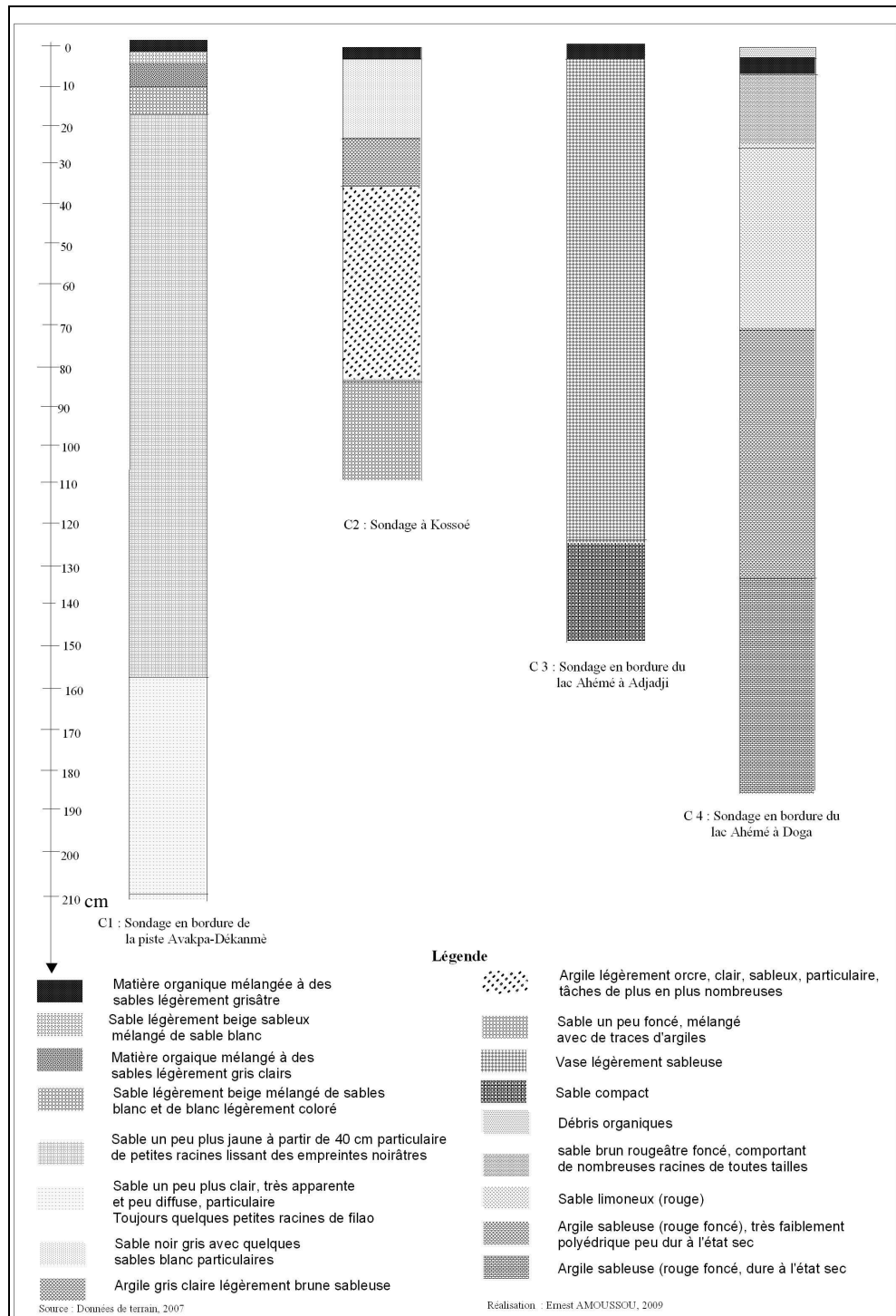


Figure 25 : Différents profils lithologiques réalisés par sondage dans la basse vallée du Couffo (C1 à C4).

Les anciennes nappes alluviales du Mono, plus précisément à Dzrékpon et Tokpli (figure 5.26 : C5 à C8) à prédominance argileuse présentent, au-delà d'un mètre de profondeur, des sables fins ou des sols argilo-sableux. Cette formation argilo-sableuse du Quaternaire est bien nette dans les horizons profonds et est en liaison avec une intense activité biologique (Gnongbo, 1996).

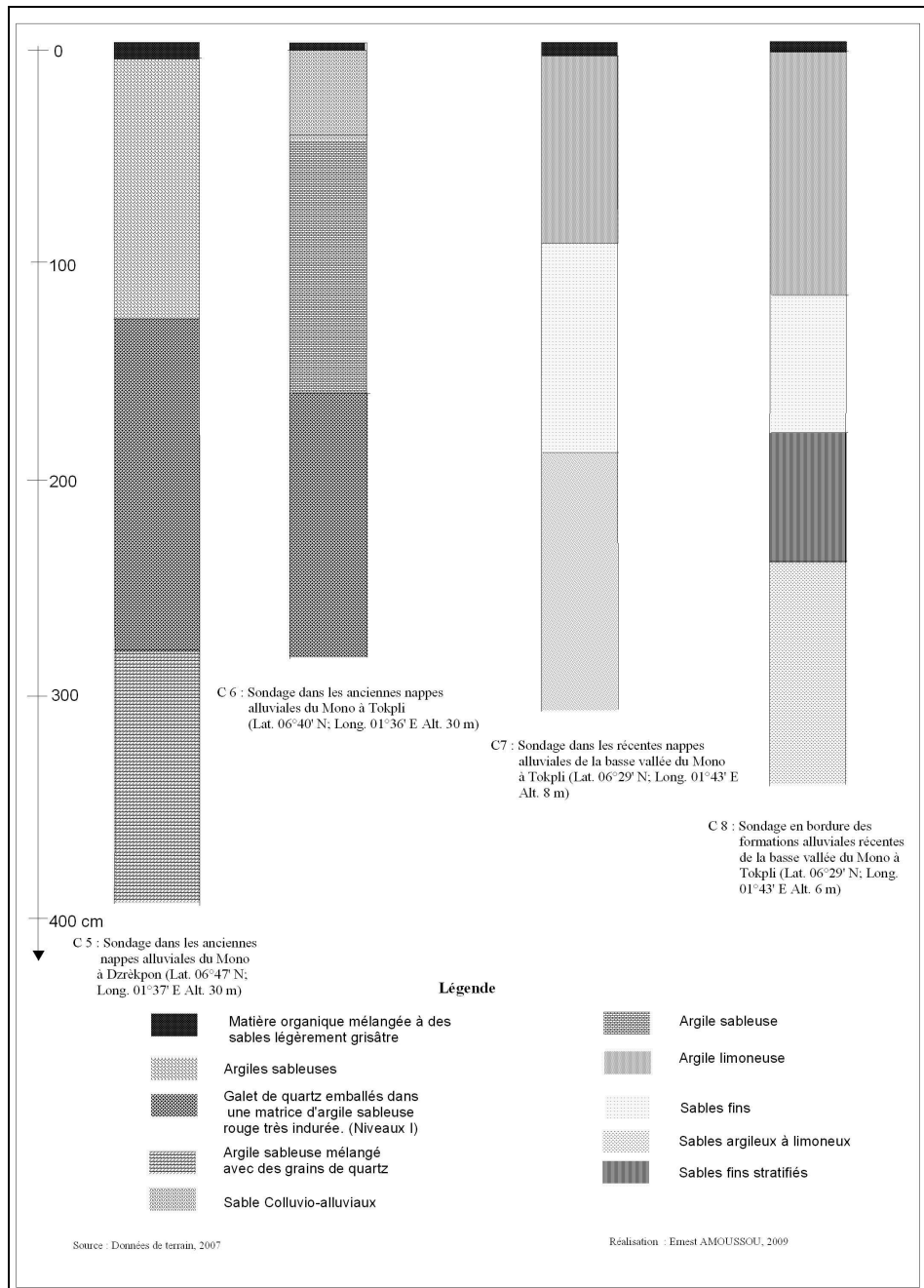


Figure 26 : Différents profils lithologiques réalisés par sondage dans la basse vallée du Mono (C5 à C8)

La variation verticale des sédiments sur les différents sites d'observations (figures 5.25 et 5.26) montre une présence presque permanente de l'argile sableuse, ce qui rend rapide l'absorption à l'eau et permet sa rétention. Les sols conservent donc l'eau et les éléments

favorables au développement de nombreuses plantes, mais ils libèrent en partie les flux de charges solides en période de hautes eaux.

Au total, les carottes montrent une alternance de dépôts alluvionnaires sur la plaine littorale allant des particules grossières à la base aux sables fins limoneux et matières organiques au sommet. Ces résultats sont conformes à ceux de Peltré (1977) sur les anciennes terrasses de la vallée de Baoulé (Côte d'Ivoire centrale), de Tchalaré (1985) sur la vallée d'Anié à Sotouboua (rive ouest du fleuve Mono) et de Gngongbo (1996) sur la vallée de Sio (Togo méridional). Cette variation lithologique est évidemment liée à l'alternance saison sèche et saison humide, à la variation de la marée et à la pression anthropique sur ces zones.

L'analyse des sédiments par nos soins au moyen d'un tamis de type AFNOR a permis seulement d'observer la fraction grossière des sédiments, c'est-à-dire ceux ayant une taille supérieure à 63 micromètres.

5.3.3. L'analyse granulométrique des sédiments

La granulométrie des dépôts sédimentaires renseigne sur la taille des particules détritiques et sur la nature de leur transport, permettant le plus souvent d'en déduire leur origine. La combinaison de ces facteurs (taille des grains et nature du transport) donne lieu à des dépôts de particules de nature et de distribution granulométrique variables (Gao and Collins, 1994 ; Achab *et al.*, 2005).

La figure 5.27 montre l'évolution de la répartition des sédiments analysés dans le lit du complexe suivant la taille, classée du sable à l'argile. Dans le lit du fleuve Mono à Agonmèglozou (tout juste en aval d'Athiéomé), les sédiments de taille $\geq 0,5$ mm sont plus importants sur la rive est (55 à 60 %) que sur les autres parties du fleuve (figure 5.27a). Les sédiments de taille $\leq 0,2$ mm (40 à 45 %) sont plus fréquents sur la rive ouest et le centre que ceux de plus grande taille. Cette répartition est fonction de la vitesse du courant au niveau des berges ou des rives. Dans la basse vallée du complexe, les particules ayant une taille supérieure ou égale à 0,2 mm dominant dans la lagune côtière par rapport aux autres sites de mesures (figure 5.27b). En revanche, les particules plus fines c'est-à-dire ayant la taille inférieure à 0,2 mm (5 %) sont plus fréquentes dans le Bas-Mono et quasi absentes dans le système lagunaire.

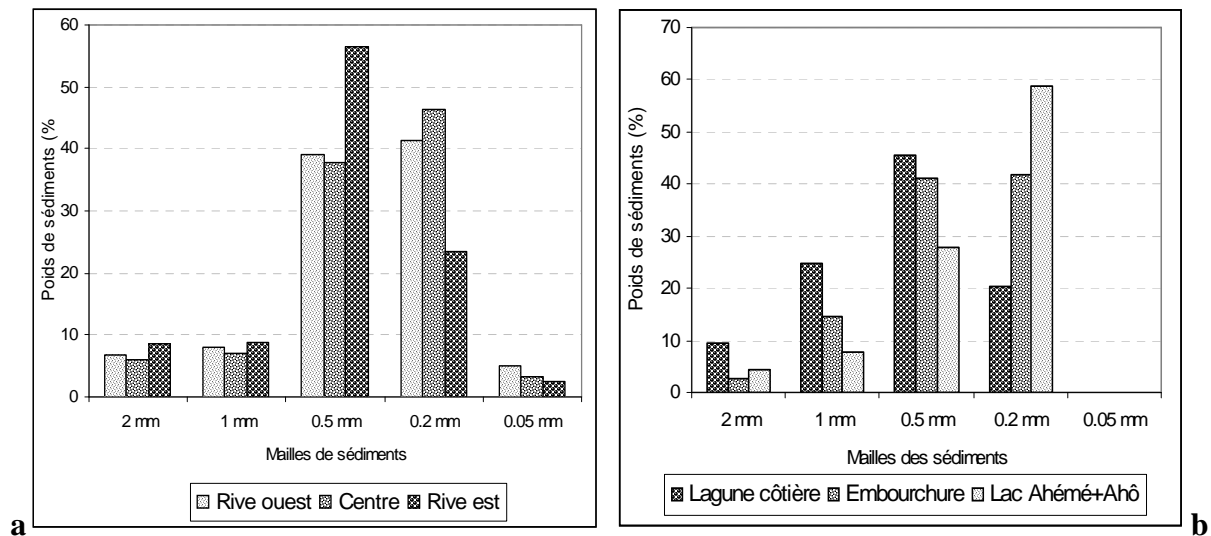


Figure 5.27 : Répartition granulométrique des sédiments dans le lit du Mono à Agonmèglozou (a) et dans le système lagunaire (b).

Source : Données de terrain, 2006

Logiquement, la granulométrie diminue des berges vers le centre du lit du Bas-Mono. Dans le système lagunaire, la taille des particules diminue de l'amont (lagune côtière) vers l'aval (« lac » Ahémé). Les sédiments de taille grossière sont plus enregistrés dans la lagune côtière dans les autres parties du système lagunaire où le prélèvement a été fait. Cette hétérogénéité texturale des sédiments provient aussi de leur origine : soit du socle cristallin soit de roches sédimentaires affectés par l'érosion, soit de la mer et de la compétence des cours d'eau.

La figure 5.28 présente des « courbes » paraboliques, réalisées à partir de la base de données du poids réel, du pourcentage et du pourcentage cumulé des sédiments et elles traduisent la variation de leur granulométrie. D'Agonmèglozou au « lac » Ahémé, la granulométrie décroît, ce qui est conforme aux résultats obtenus sur la figure 5.27 supra. Ainsi, la gamme granulométrique est large en amont (grosses particules) et très serrée dans la plaine côtière (particules de plus en plus fines), en accord avec le transport en suspension des particules. Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Yalin (1977) sur les bras secondaires de la Loire et Degoutte (2006) sur les barrages en remblai.

L'hétérogénéité du stock sableux dans la basse vallée est caractérisée par la quasi-totalité des sédiments déposés par excès de charge lors du transport par les fleuves Mono et Couffo. Les importants sédiments fins sont déposés par décantation au moment où le courant est faible pour les remettre en suspension.

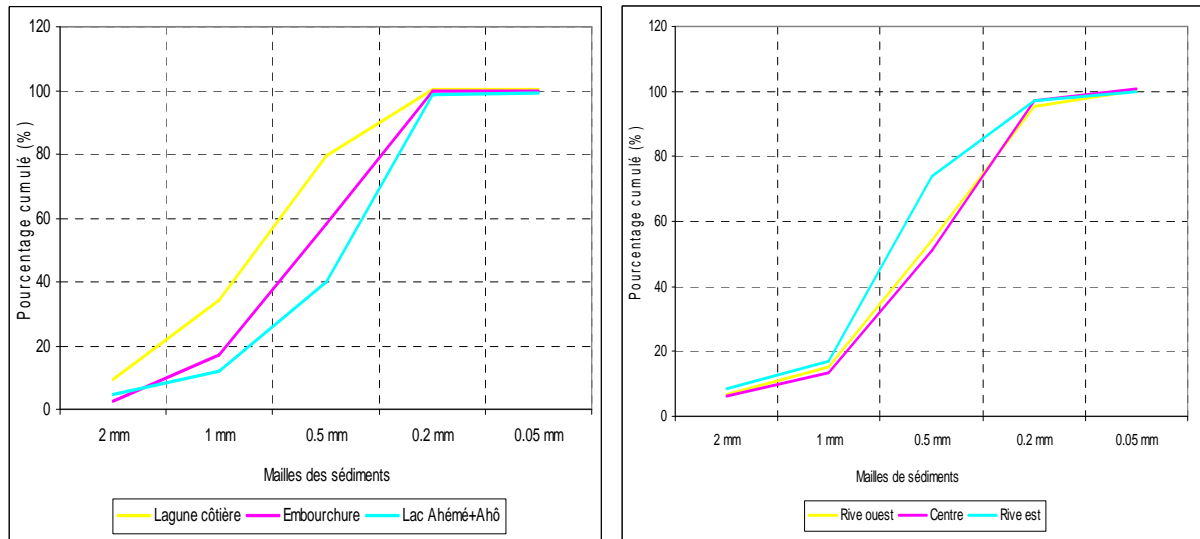


Figure 5.28 : « Courbes » granulométriques de sédiments dans le système lagunaire en aval (à droite) et à Agonmèglozou dans le Mono (à gauche).

Source : Données de terrain, 2006

L'analyse statistique de la granulométrie (le « Sorting Index » : SO) montre que les sédiments déposés sont mal classés dans la basse vallée, car le Sorting Index calculé est égal à 2,87 (SO supérieur à 1), ce qui peut s'expliquer par l'effet de la faible rugosité de la plaine inondable. Ainsi, l'hypothèse selon laquelle les sédiments sont pour la plupart déposés par charriage est en partie vérifiée. Le coefficient d'asymétrie calculé (11,98), supérieur à 0, confirme également l'encombrement grossier du lit du système, à l'exception des sédiments prélevés dans la lagune côtière (à Djondji) où le coefficient est inférieur à 0 (-1,94). Ce résultat témoigne de la finesse des particules en aval de l'embouchure confirmant un transport en suspension.

En outre, la distribution des sédiments dans le lit est très « pointue », avec un coefficient de Kurtosis (CK) est égal à +1,38, précisément dans la lagune côtière, le « lac » Ahémé, le chenal Ahô et sur la rive est du fleuve Mono à Agonmèglozou. À l'embouchure, sur la rive ouest et le centre du fleuve Mono à Agonmèglozou, la distribution est plutôt « écrasée », car le coefficient de Kurtosis (CK= -3,01) est inférieur à 0. Ceci pourrait être lié aux sources des sédiments (pente du plateau, du versant) ou bien du niveau d'énergie des vagues.

Conclusion partielle

Les caractéristiques hydroclimatiques, lithologiques et d'occupation du sol, ajoutées à celles de l'énergie marine, expliquent l'évolution morpho-sédimentaire dans le système lagunaire. L'évolution de l'embouchure a été modifiée avec la construction du barrage de Nangbéto, créant ainsi un déséquilibre dans la dynamique morphologique de l'hydrosystème au cours de

l'année. Une bonne partie des flux terrigènes sont piégés dans la retenue de Nangbéto, créant ainsi une forte érosion des berges et des cordons littoraux en aval, avec pour conséquence un recul du trait de côte. On note ainsi une instabilité de l'embouchure du Mono et une modification importante du rapport débit/charge solide. Les fortes charges solides érodées en aval du barrage sont ainsi exportées directement dans le système lagunaire dont une partie vers la mer par la « Bouche du Roi ».

Les changements naturels et anthropogéniques, comme, par exemple, la légère reprise pluviométrique des années 90, la dégradation des unités paysagères et l'écoulement quasi-permanent lié aux lâchers d'eau du barrage de Nangbéto, produisent une augmentation des flux de matières en suspension et dissoutes. Ainsi, les transports fluviaux sont « nourris » par l'érosion mécanique, par l'altération chimique des roches des surfaces continentales et par le lessivage des substances chimiques en particulier des fertilisants issus des pratiques agricoles. Les sédiments déposés lors des crues sont repris et remodelés avec le fort « courant de chasse » du Mono pendant les basses eaux, avant leur évacuation dans la mer.

Le bassin Mono-Ahémé-Couffo, soumis à la dégradation de ses formations végétales naturelles, connaît une augmentation de plus en plus forte de son taux de dénudation de 1967 à 1999. L'accumulation en couches successives et le remodelage des sédiments au fond entraînent un comblement du système lagunaire. Par manque de mesures suffisantes des TSS après la construction du barrage, les apports du Mono avant le barrage ont permis d'estimer à 1,64 mm/an la vitesse de comblement. À ce titre, le reboisement le long des versants et des berges est nécessaire afin de réduire les apports ruisselés dans le lit des cours et plans d'eau du milieu.

L'étude des dépôts des flux de MES dans le système lagunaire montre que lorsque la vitesse des courants fluvio-lagunaires diminue, une hiérarchisation de la distribution granulométrique s'observe (allant de la taille des particules grossières à l'argile).

D'origines diverses (socle ou bassin sédimentaire), les sédiments et les éléments chimiques sont apportés par charriage et suspension dans le lit. Ces éléments en solution contribuent à la modification des écosystèmes par la variation des paramètres physico-chimiques et par le piégeage des nutriments. Les charges solides sont plus importantes en saison pluvieuse qu'en saison sèche, mais les concentrations en substances dissoutes évoluent en sens inverse.

Cependant, beaucoup interrogations demeurent encore. Il s'agit notamment de savoir la quantité de sédiments qui parvient actuellement à la mer. Nos recherches ultérieures en feront l'objet.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Au terme de cette étude, nous sommes parvenus à définir l'évolution hydro-sédimentaire du bassin Mono-Ahémé-Couffo des années 1960 à aujourd'hui au regard de la variabilité pluviométrique, de la dynamique des états de surface, ainsi que des aménagements hydrauliques (construction du barrage de Nangbéto en 1987).

Variabilité pluvio-hydrologique

L'analyse spatiale des précipitations dans le bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo de 1961 à 2000 montre que la répartition pluviométrique est fonction des coordonnées géographiques et de l'altitude et confirme que les régions de montagne sont les plus arrosées. Les précipitations varient de 876 à 1 600 mm de l'aval vers l'amont.

La corrélation pluie/débit montre que les débits des hautes eaux dans le bassin sont à la fois liés aux précipitations du mois en cours, mais aussi à celles des mois précédents de l'année en cours. De même, ceux des mois d'étiage sont essentiellement liés aux précipitations du mois d'août de la saison humide précédente. Ceci témoigne du rôle régulateur joué par les aquifères du bassin.

Dans l'ensemble du bassin Mono-Ahémé-Couffo, les corrélations interannuelles entre les termes du bilan hydrologique, sur la période 1965-2000 présentent des valeurs élevées : la corrélation pluie/écoulement dans les deux sous-bassins est d'environ 0,67 et celle entre pluie/recharge est de 0,76. La corrélation pluie efficace/écoulement est de 0,76 et la corrélation pluie efficace/recharge est supérieure à 0,81, ce qui montre que la pluie est le premier déterminant de l'écoulement dans le bassin-bassin. Toutefois, la faible corrélation écoulement/recharge dans l'ensemble du bassin (Couffo : 0,29 ; Mono : 0,20), souligne qu'il y a d'autres facteurs qui conditionnent la dynamique hydrologique. À cet effet, la dynamique de l'écoulement serait beaucoup plus liée à la dynamique du couvert végétal, dans la mesure où, les formations géologiques sont les mêmes de 1961 à 2000.

Sur les 100 % de lames d'eau précipitée de 1965 à 2000, 14 % et 8 % se sont respectivement écoulés dans le lit du Mono et du Couffo. Ceci souligne sur les deux sous-bassins la forte perte (évaporation, infiltration).

Les déficits pluviométriques des décennies 1970 et 1980 ont engendré une baisse de l'écoulement quatre fois plus importante en proportion que celle des précipitations. En revanche, la légère reprise pluviométrique de 11 % au cours de la décennie 1990, par rapport aux deux décennies précédentes s'est accompagnée d'une augmentation de l'écoulement de

4 % seulement sur le sous-bassin du Couffo à Lanta mais de 40 % dans le sous-bassin du Mono à Athiémé. Cependant, sur le Mono, les hautes eaux (maximum annuel des débits) ont après 1987 connu une réduction de 3,2 % et les basses eaux, une hausse de 97 %. Ceci témoigne de l'influence de la gestion du barrage de Nangbéto, mis en eau en septembre 1987, et dont les lâchers d'eau en saison sèche ont transformé le régime hydrologique à la station d'Athiémé en un « régime artificiel ».

L'étude du fonctionnement pluvio-hydrologique du bassin montre également que, malgré les 3 % d'excédent de pluie de 1988 à 2000 par rapport à la période 1965 à 1987, le fleuve Mono a connu un déficit de -15 % de recharge et une augmentation de l'écoulement de 37 % avec une forte variation de l'évapotranspiration potentielle. De même, avec le « régime artificiel » du sous-bassin, le coefficient d'écoulement à Athiémé a augmenté de 5 %. Ce dynamisme de l'écoulement pourrait s'expliquer par la variation de la demande évaporatoire du bassin, induite par les changements d'occupation du sol et la surface des retenues des lacs du bassin.

Le coefficient de tarissement a permis aussi de mieux cerner le comportement du réservoir de vidange dans l'évolution de l'écoulement. Dans l'hydrosystème, il varie d'un sous-bassin à l'autre. De 1961 à 2000, il est en moyenne de $0,039 \text{ j}^{-1}$ (43 jours) dans le sous-bassin du Mono contre $0,043 \text{ j}^{-1}$ (31,5 jours) dans le Couffo. Mais avec le barrage, il est de $0,023 \text{ j}^{-1}$ (11 jours) de 1988 à 2000 contre $0,051 \text{ j}^{-1}$ (49,66 jours) de 1961 à 1987 dans le sous-bassin du Mono à Athiémé. Ceci traduit l'importance de la taille du réservoir du Mono, plus importante que celle du Couffo et souligne qu'après la mise en eau du barrage de Nangbéto, le réservoir ne se vide plus complètement, conduisant à un écoulement presque pérenne à Athiémé.

Une modélisation des débits mensuels a également été effectuée, à partir du modèle pluie-débit GR2M. L'avantage de ce modèle réside dans sa simplicité d'utilisation. Les différents résultats obtenus par la simulation, en validation croisée, confirment que le modèle reproduit bien le fonctionnement hydrologique et peut être adapté comme un outil de gestion des ressources en eau de surface du bassin. Pour travailler sur des bassins-versants de plusieurs milliers de kilomètres carrés (27 870 km²), il s'avère être un outil bien adapté. Cependant, la légère variation observée dans le fonctionnement hydrologique des deux sous-bassins, surtout en validation, pourrait être imputable à l'impact de la récession pluviométrique et à l'évolution des changements d'occupation du sol liée aux pratiques culturales et aux installations humaines, mais aussi aux lâchers d'eau du barrage de Nangbéto dans le sous-bassin du Mono.

La pérennisation de l'écoulement, induite par les lâchers d'eau de Nangbéto, constitue une des potentialités économiques que les deux pays (Bénin et Togo) exploitent pour l'agriculture, la pêche et l'hydroélectricité. Au-delà, on pourrait par exemple, dans le contexte de la gestion intégrée des ressources en eau, développer des aménagements hydro-pastoraux, l'éco-tourisme, les transports fluvio-lagunaires dans un cadre de suivi rigoureux et de respect du débit écologique. À cet effet, la gestion efficace et durable des eaux dans le bassin nécessiterait une nouvelle approche permettant l'amélioration de la situation hydrique, des pratiques agricoles et des différents modes d'usages des riverains. Cette approche doit prendre en compte les intérêts de tous les acteurs et les besoins des Etats en partage ce bassin.

Evolution des états de surface et dynamique hydro-sédimentaire

L'analyse de l'état d'occupation du sol a montré une modification marquée des unités paysagiques entre 1956 et 2000, avec une régression sensible des formations végétales naturelles (forêt et savane) et une progression des formations anthropisées (mosaïques de cultures et jachère, plantations) liée à la croissance démographique qui génère une pression foncière. La régression des formations naturelles est plus marquée entre 1985 et 2000 (-45 %) qu'entre 1956 et 1985 (-21 %). Cette régression est particulièrement prononcée dans le sous-bassin du Couffo.

La compréhension de l'impact des états de surface sur l'écoulement et la sédimentation n'est pas aisée et elle mérite donc d'être approfondie ultérieurement avec utilisation des images HRV.

Sans occulter le rôle des échanges entre le système lagunaire et l'océan Atlantique, la variabilité hydroclimatique et la dynamique d'occupation des terres constituent des facteurs qui règlent l'équilibre hydro-sédimentaire du bassin dans le temps. Mais, depuis la construction du barrage de Nangbéto, cet équilibre a été modifié du fait des milliers de tonnes de sédiments piégés dans la retenue. La légère reprise pluviométrique, la modification du régime hydrologique du Mono due aux lâchers d'eau du barrage, la dégradation des unités paysagiques et l'ouverture permanente de la lagune côtière sur la mer sont actuellement les déterminants de la dynamique sédimentaire du système lagunaire. Ces différents facteurs ont contribué à une forte variation des paramètres physico-chimiques (salinité, MES...) et à un comblement du lit du système lagunaire au rythme de 1,6 mm par an. Il en résulte une réduction de 4 % des superficies des plans d'eau du bassin de 1985 à 2000.

Les charges solides dans le bassin, fonction des lames d'eau précipitée et de l'écoulement sont plus importantes en hautes eaux qu'en basses eaux et proviennent plus du Mono que du Couffo. Les sédiments charriés par les eaux de ruissellement ajoutés à ceux des berges et des fonds érodés par les lâchers d'eau du barrage, alimentent le lit du système lagunaire et une partie transite vers la mer par la « Bouche du Roi ».

La taille des charges solides et dissoutes qui varie des particules grossières à l'argile, a augmenté dans la basse vallée, ce qui pourrait contribuer à la destruction de la biocénose et à la disparition des ressources halieutiques.

Pour un développement durable des activités socio-économiques et la préservation des biotopes du bassin, un plan d'action de gestion est nécessaire. Il doit prendre en compte une gestion spatiale et sectorielle des ressources naturelles, et des risques naturels et industriels, visant à réduire les apports de charges solides dans le lit des cours et plans d'eau et à intégrer l'environnement, le développement et les enjeux sociaux.

Les deux sous-bassins-versants (Mono à Athiéme et Couffo à Lanta) du secteur d'étude sont très différents par leur taille, par les régimes climatique et hydrologique et les données disponibles. Néanmoins, on a pu étudier un sous-bassin où seules existent des évolutions climatiques et paysagères (Couffo) et un sous-bassin dont le régime hydrologique est devenu « artificiel » (Mono).

De nombreux résultats techniques et scientifiques (par exemple, concernant la détermination de la vitesse de comblement, la quantification des apports fluviaux à partir des MES, la granulométrie, le carottage) sont obtenus pour la sédimentation, pour mieux caractériser les origines et le mode de répartition des sédiments. Cependant, la collecte des données de turbidité pour mener des études sur de longues périodes et en plusieurs points de la vallée est nécessaire pour une meilleure analyse comparative.

Limites de l'étude et perspectives

Dans cette étude, il reste encore bien des inconnues qui limitent la parfaite compréhension de la dynamique hydrologique et sédimentaire de l'hydrosystème :

- la capacité évaporatoire des lacs du bassin, car un lac de retenue devrait entraîner une augmentation de l'évaporation et donc une baisse de l'écoulement, mais cela n'a pu être

montré ici ; ainsi, les données d'évaporation bac des petits plans d'eau du bassin méritent d'être mesurées pour des futures recherches ;

- le ruissellement et l'infiltration, facteurs essentiels de la compréhension de l'impact de la dégradation des unités paysagiques sur l'écoulement doivent aussi être mieux documentés ;
- et enfin la turbidité, composante majeure de la charge dissoute et en suspension, doit être mesurée au cours de plusieurs saisons (sèches et humides) dans différents secteurs du bassin afin de mieux faire une analyse comparative, d'interpréter l'impact de la dégradation du couvert végétal sur l'érosion et d'apprécier plus fortement l'influence des lâchers d'eau du barrage dans le système lagunaire.

Dans cette optique, nous nous proposons d'étudier ultérieurement :

- l'impact l'occupation du sol sur le ruissellement et de l'évaporation des lacs sur les autres termes du bilan hydrologique ;
- la quantité des sédiments charriés des versants à partir des pièges à sédiments à plusieurs niveaux du bassin afin de mieux apprécier l'effet de la dynamique des états de surfaces et la variation des MES ;
- et enfin l'impact de la sédimentation sur les écosystèmes aquatiques et les activités socio-économiques d'une part, et la détermination de la quantité de sédiments qui parviennent actuellement à la « Bouche du Roi » d'autre part.

En revanche, les résultats acquis ont permis de comprendre que la variabilité pluviométrique, le substratum géologique en place et la dégradation des états de surface déterminent la disponibilité des ressources en eau et, de voir comment, associés aux effets des lâchers d'eau du barrage, ils caractérisent la dynamique hydro-sédimentaire du bassin-versant.

BIBLIOGRAPHIE

- Abdelouahab L., Tarik Benkaci A. et Noureddine D., 2006.** Quantification du transport solide par la technique floue, application du barrage de Beni Amrane (Algérie). *Revue des sciences de l'eau*, vol. 19 n° 3, pp 247-257.
- Abe J., Bakayoko S., Bamba S. B. et Koffi K. P., 1993.** Morphologie et hydrodynamique à l'embouchure du fleuve BANDAMA. *Jour. Ivoir. Océanol. Limnol. Abidjan*, Vol.2, n° 2, pp 9-24.
- Achab M., El Moumi B., El Arrim A. et Gutierrez Mas J.M., 2005.** Répartition des faciès sédimentaires récents en milieu marin côtier : exemple des baies de Tanger (NW-Maroc) et de Cadix (SW-Espagne). *Actes du 17^{ème} colloque « bassins sédimentaires marocains »*. Institut scientifique, Rabat n° 27, 11 p.
- Achite M. et Ouillon S., 2007.** Suspended sediment transport in a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria (1973–1995). In *Journal of Hydrology*, 343, pp 187–202 [www.elsevier.com/locate/jhydrol].
- ACMAD et CLIPS, 1998.** Prévision climatique en Afrique, World Meteorological Organisation, WMO/TD, n° 927, 210 p.
- Adam K. S. et Boko M., 1993.** Le Bénin, Ed. du Flamboyant- Edicef Cotonou; 2^è- édition, 93 p.
- Adam K. S., 1986.** L'impact des activités humaines sur l'évolution géomorphologique de la plaine côtière dans le Golfe du Bénin. Séminaire national : "Concilier le développement et la protection de l'environnement." INFOSEC- COTONOU.
- Addra K. H., 1975.** Erosion régressive au Quaternaire récent et modelé du plateau de Terre de barre : l'exemple du plateau de Vogon. In « *Ann. Univ. Bénin, Lomé, série Lettres*, n° 2, tome 2, pp 213-226.
- Adjanooun D., 1999.** Les techniques de gestion des écosystèmes lacustres et péri lacustres: l'exemple des populations de pêcheurs du lac Ahémé au sud-Bénin. *Mémoire de DEA/FLASH/UNB*, 61 p.
- Adjoussi, P., 2001.** Impacts du prélèvement du sable marin sur l'évolution du trait de côte à Yoff: essai d'étude de vulnérabilité (presqu'île du Cap Vert, Sénégal). *Mémoire de DEA.*, Univ. Cheikh Anta Diop, Dakar – Sénégal, 72 p.
- Affaton P., 1975.** Etude géologique et structurale du Nord-Ouest Dahomey, du Nord du Togo et du Sud-Est de la Haute-Volta. *Travaux de laboratoire des Sciences de la Terre*, St Jérôme, Marseille, (B), n° 10, 210 p.
- AFNOR., 1996.** NF P94-056. Sols: reconnaissance et essais. Analyse granulométrique. Méthode de tamissage à sec après lavage. *Soil : investigation and testing. Granulometric analysis. Dry sieving method after washing.* 15 p.
- Agassounon L.C., 2002.** Evolution pédo-sédimentaire du géosystème margino-littoral du l'Ouémé-Sô au cours de l'holocène (Bénin-Afrique de l'ouest) *Thèse de doctorat* en science de la terre et de l'environnement. Accord interuniversité Dijon- Cotonou 424 p.
- Agbani K. M. A., 2000.** Dynamique fluvio-lacustre et impacts environnementaux dans le sud-ouest du Bénin (Afrique de l'ouest). *Mémoire de DEA, FLASH/ UAC*, 71 p.
- Aigner T., Hornung J., Junghans W.-D. and Pöppelreiter M., 1999.** Baselevel cycles in the Triassic of the South-German Basin: a short progress report. - *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil 1 Heft 7-8*, pp 537-544.
- Akoègninou A. E., 1984.** Contribution à l'étude botanique des îlots de forêts denses semi-décidues en République Populaire du Bénin. *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle d'Ecologie tropicale*. Université de Bordeaux III, France, 250 p.
- Akoègninou A., 2001.** De l'étude des formations végétales des sites constitutifs de réserves biologiques dans les zones humides du Sud Bénin. *MAB/CBRST*. 22p + annexes.
- Akoègninou A., Oyédé. L. M. et Toffi D.M., 1997.** La Mangrove du Bénin : Environnement physique Végétation et Essais de Gestion in *Mangrove Ecosystem Studies in Latin America and Africa* (ISME, UNESCO, 1997), pp 292-306.
- Akpagana K., 1989.** Recherche sur les forêts denses humides du Togo. *Thèse de Doctorat*,

UFR Aménag. et Res. Nat., Université de Bordeaux III, 181 p + annexes.

Albergel J., 1988. Genèse et prédétermination des crues au Burkina-Faso : du m² au km², étude des paramètres hydrologiques et leur évolution, Editions de l'ORSTOM, *Collection études et thèse*, 341 p.

Alidou S., Boukari M., Oyédé L. M., Raoufou M. et Kohoué A., 1994. 'Hydrogéologie du quaternaire du Sud-Bénin Phase 2'. *Rapport d'atelier* ; UAC 17p + figures.

Allen W., 1978. Engineering Geology. *Geotimes*, n° 28 NL, pp 23-24.

Allen R. G., Pereira L. S., Raes D. et Smith M., 1998. Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. FAO, *Irr. and Drain. Paper* n° 39, Rome Italy.

Ambroise B., 1991. Hydrologie des petits bassins-versants ruraux en milieu tempéré. Processus et modèle. Séminaire du *Conseil Scientifique du Département « Sciences du sol » de l'INRA*, Dijon, 26-27/03/1991, 34 p.

Amoussou E., 2003. Dynamique hydro-sédimentaire et mutations des écosystèmes du 'lac' Ahémé. *Mémoire de maîtrise*, DGAT/ FLASH/ UAC, 103 p.

Amoussou E., 2004. Systèmes traditionnels de gestion durable du lac Ahémé au Bénin. In *Développement durable : leçons et perspectives*. Acte de Colloque AUF Ouagadougou, pp 263-270.

Amoussou E., 2005. Variabilité hydro-climatique et dynamique des états de surface dans le bassin versant du Couffo. *Mémoire de DEA*, FLASH/ UAC, 105 p.

Amoussou E., Oyédé L. M. et Boko M., 2006a. Variabilité pluvio-hydrologique et production agricole dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de l'ouest). In « *Risques liés au temps et au climat* ». Acte de Colloque AIC, Epernay, France, pp 67-72.

Amoussou E., Oyédé L. M. et Boko M., 2006b. Productivité biologique et gestion endogène durable du 'lac' Ahémé au Bénin. In « *Climat et Développement* », LECREDE/FLASH/UAC, vol. n° 2 pp 1-12.

Amoussou E., Oyédé L. M. et Boko M., 2007. Variabilité pluviométrique et flux de turbidité dans le complexe Chenal Ahô-lac Ahémé au Bénin (Afrique de l'Ouest). Actes du XX^{ème} colloque AIC. In « *Climat, Tourisme et Environnement* » de Carthage, Tunisie, pp 81-86.

Amoussou E., Camberlin P. et Pérard J., 2008a. Instabilité spatio-temporelle des régimes pluviométriques dans le bassin-versant du Mono-Couffo (Afrique de l'ouest) de 1961 à 2000. Actes colloque In « *Climat et risques climatiques en méditerranée* ». XXI^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Montpellier, France, pp 93-98.

Amoussou E., Vissin E. W. et Totin V.S.H., 2008b. Apport de modélisation à l'analyse de la variabilité hydrologique dans le bassin-versant du fleuve Couffo au Bénin. *Rev. Sci.Env. Univ.*, Lomé (Togo), 2008 n°005. ISSN 1812-1403, Mars 2008, pp 65-78.

Amoussou E., Camberlin P., Boko M. et Pérard J., 2009. Impact de la variabilité climatique sur les apports liquides dans la basse vallée du Mono (Bénin, Afrique de l'ouest). In Actes colloque « *Extrêmes climatiques : genèse, modélisation et impacts* ». XXII^{ème} colloque de l'Association Internationale de Climatologie (AIC), Cluj Napoca, Roumanie, numéro spécial, pp 35-40.

Amoussou E., Vissin E. W. et Boko M. 2009 : Simulation des écoulements dans le bassin versant du fleuve Mono (Afrique de l'Ouest) avec le modèle GR2M. In *Climat et Développement*, n°8, pp 24-35.

Amoussou S., 2005. Morpho-dynamique du delta de la Sô. *Mémoire de maîtrise*, DGAT/ FLASH/ UAC, 108 p.

Amran O., 1996. Régionalisation du bilan hydrique à l'aide de mesures satellitaires pour l'étude du fonctionnement des écosystèmes d'Afrique de l'Ouest. *Thèse de Doctorat*, Université Paul Sébatier de Toulouse, France, 221 p.

Anonyme GIEC-IPPC, 2007. Bilan des changements climatiques, *Résumé à l'intention des décideurs*.

Anthony E. J., Lang J. et Oyédé M. L., 1996. Sedimentation in a tropical, microtidal, wave-dominated coastal-plain estuary. *International Association of Sedimentologists*,

Sedimentology, 43 pp 665-675.

Anthony E. J. et Blivi A. B., 1999. Morphosedimentary evolution of a delta-sourced, drift-aligned and barrier-lagoon complex, western Bight of Benin. *Marine Geology* 158, pp 161-176.

Ardoin-Bardin S., 2004. Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone Soudano-sahélienne. *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier II, 440 p.

Arnaud M. et Emery X., 2000. Estimation et interpolation spatiale. Méthodes déterministes et méthodes géostatistiques. *Editions Hermès Sciences Publications*, Paris, 221 p.

Ashley R.M., Wotherspoon D.J.J., Goghlen B.P. and Mcgregor J., 1992. "The erosion and movement of sediments and associated pollutants in combined sewers". *Water Science and Technology*, Vol 25, n°8, 1992; pp 101-114.

Attia. R. et Agrebaoui. S., 2001. « Contrôle de l'érosion et de la désertification dans les bassins versants pilotes en Algérie, au Maroc et en Tunisie ». Cas du bassin versant de l'oued Lobna. *Direction des sols*, Tunisie, 24 p.

Aubert G., 1967. La classification des sols: utilisée dans les territoires tropicaux de l'union française. Extrait des comptes rendus de la deuxième conférence interafricaine des sols, Léopoldville (1954), document n°51, ORSTOM, pp 705-708.

Aubreville A., 1949. Climats, forêts et desertification de l'Afrique tropicale. *Soc. Ed. Géog. Mar. Et coloniales*, Paris, France, 351 p.

Azontondé H. A., 1981. Synthèse des travaux conduits sur l'érosion hydrique en R.P.B. de 1960 à 1980. *Projet d'Agro-pédologie, Etude 237*, CENAP. Cotonou, 8 p.

Azontondé H.A., 1988. Conservation des sols et des eaux en République Populaire du Bénin : Bilan des actions passées et Perspectives. *Communication présentée lors de la 9^{ème} Réunion de Corrélation des sols*. Cotonou, Novembre 1988, 50 p.

Azontondé H. A., 1991. Propriétés physiques et hydrauliques des sols du Bénin. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian Zone. IAHS, n° 199, pp 249-258.

Baglo M., 1989. La mangrove du Bénin. Grands équilibres écologiques et perspectives d'aménagement. *Thèse de doctorat* de 3ème cycle. ICIV, CNRS, Uni Paul Sabatier de Toulouse, 169 p.

Baillargeon S., 2005. Le krigeage : revue de la théorie et application à l'interpolation spatiale de données de précipitations. *Mémoire présentée à la Faculté des études supérieures* de l'Université Laval dans le cadre du programme de maîtrise en statistique pour l'obtention du grade de Maître des sciences (M.Sc.). Faculté des sciences et de génie Université Laval Québec, 137 p.

Bamisso R., 2006. Caractérisation et gestion des écosystèmes de mangrove dans le littoral béninois. *Mémoire de maîtrise*, UAC/FLASH/DGAT. 79 p.

Banque Mondiale, 1992. Rapport sur le développement dans le monde. Le développement et l'environnement. Indicateurs du développement dans le monde. Colloque *Banque internationale pour la reconstitution et le développement*. Washington, 299 p.

Barthes B., Albrecht A., Asseline J., De Noni G., Roose E. et Viennot M., 1998. Pratiques culturales et érodibilité du sol dans les Rougiers de Camarès (Aveyron). *Etude et Gestion des Sols*, 5 (3) : pp 157-170.

BCEOM/SOGREAH/ORSTOM, 1993. Évaluation hydrologique de l'Afrique subsaharienne. *Rapport de pays*: Bénin.

Beauchamp J., 2001. L'eau et le sol. Univ. Picardie, 32p.

Becuwe M., 2005. Risques hydrologiques et territoire : cas de la lagune de Grand-Popo (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Mémoire de maîtrise*, Université Paris I Panthéon Sorbonne, UFR 08 Géographie, 146 p.

Belleudy Ph., 2001. Le transport solide en rivière : lacunes de connaissance et besoins méthodologiques. *Mémoire de HDR*, Institut National Polytechnique de Grenoble, France, 77

p.

Ben Amor R., Brahim M. et Gueddari M., 2003. Essai d'interprétation de la dynamique sédimentaire par l'analyse granulométrique et minéralogique au large du Golfe de Gabès. *Bull. Inst. Natn. Scien. Tech. Mer de Salammbô*, vol. 30, pp 143-151.

Ben Cheikha L. et Gueddari M., 2008. Le bassin-versant du Jannet (Tunisie): évaluation des risques d'érosion hydrique. *Faculté des Sciences de Tunis*. UR Géochimie et Géologie de l'environnement. 1060 Tunis. 15 p.

Benichou P. et Le Breton O., 1987. 'Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques.', *La Météorologie* 7(19), pp 23-34.

Bergonzini L., Richard Y. et Camberlin P., 2002. Variation interannuelle du bilan hydrique du lac Tanganyika (1932-1995) : changement dans la relation précipitation-excédent lacustre. *Journal des Sciences Hydrologiques*, Publ. n° 47 (5), pp 781-796.

Bigot S., 1997. Les précipitations et la convection profonde en Afrique Centrale : cycle saisonnier, variabilité interannuelle et impact sur la végétation. *Thèse de Doctorat*, Univ. de Bourgogne, Dijon 282 p.

Blavet D., 1996. Hydro-pédologie d'un versant représentatif d'un paysage sur socle granito-gneissique d'Afrique de l'Ouest (Togo). Relations avec le comportement d'une plante cultivée. *Thèse de Doctorat* à l'Université de Montpellier II Sciences et Techniques du Languedoc, France, 239 p.

Blivi A. B., 1993. Géomorphologie et dynamique actuelle du littoral du golfe du Bénin, Afrique de l'Ouest. *Thèse de Doctorat*, Université de Bordeaux 3. 458 p.

Blivi A. B., 1995. Le delta de la Volta : de l'holocène à l'actuel ; *Ann. Univ. Bénin, Sér. Lett.*, Tome XV, 1995, pp 109-125.

Blivi A. B., 2000a. Effet du barrage de Nangbéto sur l'évolution du trait de côte : une analyse prévisionnelle sédimentologique. *J. Rech. Sci*; Univ. Bénin (Togo), 4(1), pp 29-41.

Blivi A. B., 2000b. La pêche, un secteur d'activité vulnérable à l'augmentation de la température. In *Annales de l'UB, Série Lettre XX*, pp 120-133.

Blivi A. B., 2000c. Vulnérabilité de la côte togolaise à l'élévation du niveau marin : une analyse de prévision et d'impact. Collection "*Patrimoine n°11*", vol. 2, pp 643-660.

Blivi A., 2001. Impact de l'érosion côtière et éléments d'étude de vulnérabilité : exemple du Togo (Golfe de Guinée), *Revue de l'Université de Moncton*, 32 (1-2), pp 289-308.

Blivi A., 2005. Erosion côtière dans le Golfe de Guinée en Afrique de l'Ouest : Exemple du Togo. *Communication en Nairobi du 17 au 29 octobre 2005*, REDDA/ RIOD/ UNCCD, 9 p.

Blivi A. B., Anthony E. J. et Oyédé L. M., 2002. Sand barrier development in bight of Benin, West Africa. *Journal : Ocean and Coastal Management*, vol : 45 (2-3) pp 185-200.

Boko M., 1975. La plaine côtière du Dahomey à l'Ouest de Cotonou ; *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle de Géographie Tropicale*, Université de Dijon, 231 p.

Boko M., 1988a. Climats et communautés rurales du Bénin : rythmes climatiques et rythmes de développement. *Thèse d'état ès-lettres*. Uni. de Bourgogne. 2 tomes. 608p.

Boko M., 1988b. Recherches sur la variabilité pluviométrique au Bénin. In *climat et climatologie*. Volume d'hommage offert au Professeur Pierre PAGNEY. Centre de Recherches de Climatologie, URA 909 du CNRS, Dijon, pp 41-50.

Boko M., Bokonon-Ganta E.B et Pérard J., 1990. Contraintes climatiques et croyances en Afrique Tropicale : Essai d'ethnoclimatologie. In "*Satellites et Climatologie*". Actes du 3^{ème} Colloque AIC, Lannion-Rennes, France, pp 163-171.

Boko M., Guiwa C. et Pérard J., 1997. Récessions pluviométriques et dynamiques des végétaux dans le bassin du Niger au Bénin (Afrique Occidentale). In *Publication de l'Association Internationale de Climatologie*. Volume 10. Thessaloniki, pp 297-303.

Bokonon-Ganta E., 1987. Les climats de la région du Golfe du Bénin. *Thèse de 3^{ème} cycle* soutenue à Dijon, 250p + Annexes.

Bokonon-Ganta E.B., 1991. Les sources de l'ethnoclimatologie : Application à la région du Golfe du Bénin. In "*Climat urbain et qualité de l'air*". Actes du 4^{ème} Colloque AIC,

Fribourg (Suisse), pp 249-257.

Bolline A., 1975. La mesure de l'intensité du splash sur sol limoneux. Mise au point d'une technique de terrain et premiers résultats. *Pédologie*, XXV, pp 199-205.

Bordas M. P., Borges A. L. et Medeiros P., 1988. Puissance hydraulique et dépôt de sédiments en eaux courantes. *Sediment budgets* (Proceedings of Porto Alegre Symposium, December). *IAHS*, Publ. No. 174.

Bouanani A., (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation : étude de quelques sous bassins de la Tafna. *Thèse de Doctorat*, ès-Sciences. Université T Lemcen, 247 p.

Bouanani A., Mania J., Bensalah M. et Baba Hamed K., 2004. Suspended sediment concentration versus wter dischrge during single hydrologic events in mediterranean wady: case of the oued sebdou (Tafna-Algeria). *International Conference on River/ Catchment Dynaics: Natural Processes and Human Impact*. Solona (Catalonia, Spain) 15-20 May.

Bouchard J.-P., 2003. Analyse morphologique de la sédimentation dans les retenues de l'Escale et St lazare sur la Durance (HP-76/03/021/A, 34 p.

Bouchet R. J., 1963. Évapotranspiration réelle et potentielle. Signification climatique. *Assemblée Générale de Berkeley, Comité de VEvaporation* (août 1963), AISH Publ. no 62, pp 134-142.

Olivry J.-C., Bricquet J. P. et Mahé G., 1998. Variabilité de la puissance des crues des grands cours d'eau d'Afrique intertropicale et incidnce de la baisse des écoulements de base au cours des deux dernières décennies. *Conference held at Abidjan, Côte d'Ivoire* (november 1998), *IAHS*, Publ. n° 252, pp 189-197.

Boukhalfa L., 2002. Les formations volcano-sédimentaires néoprotérozoïques de la branche orientale de la chaîne pharusienne (hoggar occidental, algérie) : lithologie et géochimie. *Mém. Serv. Géol. Alg.* n°11, pp 9-31 +12 figures.

Bricquet J. P., Bamba F., Mahé G., Touré M. and Olivry J. C., 1997. Water resource variations of the Atlantic river basins of Africa. The long term effects of rain shortage. *In Rev. Sci. Eau*, n° 3, pp 321-337.

Bricquet J. P., Mahé G., Bamba F. et Olivry J. C., 1996. Changements climatiques récents et modification du régime hydrologique du fleuve Niger à Koulikoro (Mali). L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris, mai, 1995), *IAHS*, n° 238, pp 157-166.

Brou Y. T., 1997. Analyse et dynamique de la pluviométrie dans le sud forestier ivoirien : recherche de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques. *Thèse de Doctorat du 3^{ème} cycle en Géographie*. Université de Cocody, Abidjan, 211 p+ annexes.

Brunet R., Ferras R. et They H., 1992. Les mots de la géographie : Dictionnaire critique. Ed. RECLUS, Collection Dynamiques du Territoire, 470 p.

Brunet-Moret Y., 1969. "Etude de quelques lois statistiques utilisées en hydrologie" *Cahiers ORSTOM série hydrologie* - 1969 - Vol. 6 - N° 3 - PP. 3-100.

Brunet-Moret Y., 1971. Etude de l'homogénéité de séries chronologiques de précipitations annuelles par la méthode des doubles masses, *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol.VIII, n°4, 1971, pp.3-31.

Brunet-Moret Y., 1979. Homogénéisation des précipitations. *Cah. de L'ORSTOM Série Hydrologie* 16, pp 147-170.

Camberlin P., 1987. Les réactions du champ pluviométrique ouest-africain aux forçages atmosphériques et océaniques d'échelles régionales et planétaires. *Mémoire de Maîtrise de climatologie*. Centre de Recherche de Climatologie. URA 909 du CNRS "Climatologie Tropicale". Université de Bourgogne, Dijon, 108 p.

Camberlin P., 1990. La variabilité interannuelle des champs pluviométriques ouest africains. *Cahier du Centre de Recherches de Climatologie*, Dijon, n° 13, pp 7-32.

Casenave A., 1991. Spécificité des processus du ruissellement en zone sahélienne. Influence des états de surface. Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride.

- Ed. AUPELF-UREF. *John Libbey Eurotext*. Paris 1991, pp 77-86.
- Casenave A. et Valentin C., 1989.** Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration, ORSTOM, Paris, *Didactiques*, 230 p+ 196 photos.
- Castany G., 1982.** Principes et méthodes de l'hydrogéologie Ed. Dunod Université – Bordas, Paris, 238 p.
- Catros et Durand, 2000.** Les impacts de la dynamique hydrologique fluviomarine sur la géomorphologie littorale sur l'embouchure du fleuve Mono au Bénin. Projet de fin d'études. Ecole Navale et Groupe des Ecoles du Poulmic. Promotion 1998, 49 p
- CEB, 1985.** Aménagement hydroélectrique de Nangbéto : Plan d'action pour le recasement et l'environnement. Lomé, 32 p + annexes
- CEB, 1992.** Etudes de détails des deux périmètres prioritaires. Phase 1 : Etude de base. Avant-projet, Lomé.
- CEE, 1989.** Erosion côtière dans le Golfe du Bénin, aspects nationaux et régionaux. *Rapport d'expertise*, 155 p.
- Cemagref et Diren, 1996.** Etude des débits de référence des régions Languedoc-Roussillon, Corse et Provence-Alpes-Côte d'Azur. *Note de synthèse et présentation* du logiciel LOIEAU. Note interne, 56 p.
- Cerdan O., 2001.** Analyse et modélisation du transfert de particules solides à l'échelle de petits bassins versants cultivés. *Thèse de doctorat*, Université d'Orléans, INRA, 172 p.
- Cerdan O., Le Bissonnais Y., Souchere V., Martin P. et Lecomte V., 2002.** Sediment concentration in interrill flow interactions between solid surface conditions, vegetation and rainfall. *Earth Surface Processes and Landforms* 27 (2) pp 193-205.
- CFDT, 1987.** Etude de la filière coton au Togo. Rapport principal. Ministère du Développement Rural, SOTOCO. Atakpamé, 189 p. + annexes.
- CFPT, 2002.** La turbidité de l'eau potable. Document de consultation publique préparé par le Sous-comité fédéral-provincial-territorial sur l'eau potable, 33 p.
- Chedly Rabia M. et Zargouni F., 1990.** Cartographie du couvert sédimentaire dans le Chott Jerid et ses environs (Sud tunisien) par la télédétection. In « *Télédétection et sécheresse* ». Edition AUPELF-UREF. John Libbey Eurotext, Paris, pp. 253-263.
- Chermette A., 1949.** Esquisse physique et géologique du Togo. Gisements de chromite du Togo. L'or du Togo. Les métaux autres que l'or et le chrome du Togo (le titane, l'aluminium, le plomb). *Bull. Dir. Min. AO.F.*, Dakar, n° 11.
- CIEH, 1985.** Evaluation hydrogéologique des projets d'hydraulique en terrains cristallins du bouclier Ouest-Africain. *Série Hydrogéologie*, 125 p.
- Collectif, 1991.** L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture. Aspects aménagements. *Ministère de l'Environnement, Ministère de l'Agriculture et de la Forêt*, 39 p.
- Colombani J., 1967a.** Note sur les mesures de transport solide en solution et de qualité des eaux effectuées au Togo de 1965 à 1967. *Centre ORSTOM de Lomé*, 37p + annexes.
- Colombani J., 1967b.** Note sur les instruments et les méthodes utilisées pour la mesure de débits solides en suspension du Mono au Togo. *Centre ORSTOM de Lomé*, 10 p.
- Colombani J., 1983.** Evolution de la concentration en matières dissoutes en Afrique. Deux exemples opposés : les fleuves du Togo et la medjerdah en Tunisie. Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships. IAHS, Publ. n° 141, pp 51-69.
- Cornevin R., 1965.** Le Dahomey. *QSJ* n°1176, PUF, Paris, 128 p.
- Cornelius J. M. et Reynolds J.F., 1991.** On determining the statistical significance of discontinuities within ordered ecological data. *Ecology*, 72, pp 2057-2070.
- Cosandey C., Boudjemline D., Roose E. et Lelong F., 1988.** Etude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétations contrastées du Mont Lozère (France). *Geomorpho.N.F.*, n° 34, pp 61-73.
- Cosandey C., Bigot S., Dacharry M., Gille E., Lagarnier R. et Salvador P-G., 2003.** Les eaux courantes : *Géographie et environnement*. Edition Berlin, Paris, 239 p.
- Coyne et Bellier, 1992.** Etude des impacts hydrauliques et sédimentologiques à l'aval du

- barrage d'Adjarala, des aménagements de Nangbéto et Adjarala (Togo-Bénin). *Rapport d'étude*. Université de Bordeaux III, Institut de Géographie, Paris, 105 p + annexes.
- Coyne et Bellier, 1993.** Aménagement hydroélectrique d'Adjarala, Etude d'environnement, 3 volumes, May (1993).
- Coyne et Bellier, 1997.** Etude d'environnement de l'aménagement hydroélectrique d'Adjarala (Togo-Bénin) : Impacts hydrobiologiques sur le système fluvio-lagunaire. *Résumé*. CEB, Banque Mondiale, 59 p.
- Coyne, Bellier et Edf International, 1991.** Aménagement hydroélectrique d'Adjarala sur le fleuve Mono. Etude d'avant projet détaillé. Section D : Inventaire de la flore et étude écologique des formations végétales. Résumé, 96 p.
- Cressie N. A. C., 1993.** Statistics for spatial data. Wiley Series in Probability and Mathematical Statistics: Applied Probability and Statistics. *John Wiley & Sons Inc., New York. Revised reprint of the 1991 edition, A Wiley-Interscience Publication.*
- Danloux J. et Laganier R., 1991.** Classification et quantification des phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation sur les bassins touchés par l'exploitation minière en Nouvelle Calédonie : document de travail. *Nouméa* : ORSTOM, (2), 21 p.
- Davies-Colley R. J., Vant W. N. and Smith D. G., 1993.** Colour and Clarity of Natural Waters. *Ellis Horwood*, New York, 310 p.
- De Cesare G., 1998.** Alluvionnement des retenues par courants de turbidité. Thèse N° 1820 de l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL). *Thèse de doctorat ès-sciences techniques*, France, 275 p.
- Degoutte G., 2006.** Diagnostic, aménagement et gestion des rivières : hydraulique et morphologie fluviales appliquées. *Editions Tec & Doc, Lavoisier*, 394 p.
- Delhez E. J. M., 2005.** Méthodes mathématiques d'analyse et de modélisation appliquées à l'environnement. Chapitre 3 : Interpolation, pp 46-100.
- Dhonneur G., 1974.** Nouvelle approche des réalités météorologiques de l'Afrique occidentale et centrale. *Publications de l'ASECNA, Dakar*, 385 p et 472 p.
- Djegui N., Boissezon P. et Gavinelli E., 1992.** Statut organique d'un sol ferrallitique du Sud-Bénin sous forêt et différents systèmes de cultures. *Cahier ORSTOM, séri. Pédol., vol XXVII, n°1*, pp 5-22.
- Domingo E., 1996.** "Pression agricole et risque d'érosion dans le bassin versant du Lomon, affluent du Mono (département du Mono - Bénin)". In *réseau érosion Bull. 16*. ORSTOM, Montpellier, pp 181- 194.
- Dos Reis Castros N. M., Azuet A. V., Bordas M. P., Chevallier P., Leprun J.-C. et Mietton M., 1997.** Ecoulement et transfert de sédiments dans les bassins-versants de grande culture sur basalte du Rio Grande do Sul (Brésil). In : International Association of Hydrological Sciences, 5th Scientific Assembly, S6-Human Impact on erosion and sedimentation, eds. *D. E. Walling et J.-L. Probst*, Rabat (Maroc), pp 65-73.
- Douvinet J., 2006.** Simulation de la dynamique spatiale de processus hydrologiques- L'exemple des crues rapides du Nord de la France (Bassin Parisien). *RTP MoDyS Rencontre de Doctorants-Lyon*, 8-9 novembre 2006, pp 8-16.
- Douvinet J., Delahaye D. et Langlois P., 2006.** Les apports de l'IAD à la caractérisation morphométrique des bassins-versants sensibles aux crues rapides hyper-concentrées (Bassin Parisien, Nord de la France). *Proc. Of the International Conference on "Interactions Nature-Société. Analyse et modèles"* 3-5 mai, La Baule, France, CD-ROM, 6 p.
- Dron D. et Pujol J.L., 1998.** Agriculture, monde rural et environnement: qualité oblige. Cellule prospective et stratégie. *Rapport à la ministre de l'aménagement du territoire et de l'environnement*. La documentation française. 589 p.
- Duchaufour P., 1983.** Pédologie, Tome 1: Pédogenèse et classification. 2ème édition Masson, 491 p.
- Duchaufour P., 1991.** «Pédologie: sol, végétation, environnement». Troisième édition. Masson, Paris, 289 p.

- Duchemin E., 2007.** Les écosystèmes aquatiques continentaux en péril. 20^{ème} chapitre du rapport d'évaluation des écosystèmes pour le millénaire de l'organisation des nations unies (ONU). Vol.3, N°3, 4 p.
- Edwards M., 2004.** Intérêt d'un modèle agrégé pour étudier le comportement et simplifier la simulation d'un modèle individu-centré de consommation couplé à un modèle de ressource en eau. *Thèse de Doctorat* de l'Université Paris 6 - Pierre et Marie Curie, France, 281 p.
- El-Ouafi M., 1993** Tarissement et vidange des réservoirs de la Liane (Nord de la France). *Hydrol. continent*, vol. 8 n°2, pp 103-112.
- Emblanch C., 1997.** Les équilibres chimiques et isotopiques du carbone dans les aquifères karstiques: étude en région méditerranéenne de montagne, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 198 p.
- Escadafal R., 1981.** Une méthode nouvelle de description de la surface des sols dans les régions arides. *Actes du colloque « Informatique et traitement des données de sols »*, Paris, 1981. In: Sols, n° 5, pp 21-27.
- FAO, 1989.** L'agriculture mondiale : Horizon 2000. Coll. Economie agricole et agro-alimentaire. *Edition Economica*, Paris, 399 p.
- FAO, 2002.** Atlas de l'intégration régionale en Afrique de l'Ouest. Dynamique démographique. Décembre 2002.
- Fichet B., 1987.** Data Analysis: geometric and algebraic structures, in: Y.A. Prohorov and V.V. Sazonov, eds., *Proceedings of the 1st World Congress of the Bernoulli Society, Tachkent, 1986*, V.N.U. Science Press, vol. 2, pp 123-132.
- Filippi C., Milville F. et Thiery D., 1990.** Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat soudano-sahélien par modélisation hydrologique globale : Application à dix sites au Burkina-Faso. *Hydrological Sciences Journal*, n° 35 (1, 2), pp 29-48.
- Fisher A.T. and Zwart G., 1997.** Packer experiments along the décollement of the Barbados accretionary complex: measurements and in-situ permeability. In "Ogawa Y, Shipley T, Blum" P, Bahr J (eds) *Proceedings of ODP, Science Research, Ocean Drilling Program*, College Station, TX, pp 199-218.
- Fontaine B., 1986.** Pluviométrie soudano-sahélienne et circulation estivale sur l'Afrique occidentale et l'Afrique Nord, in « *Etudes de climatologie Tropicale* », Masson, Paris, pp 63-78.
- Fontaine B., 1990a.** Etude comparée des moussons indienne et ouest-africaine : caractéristiques, variabilité et téléconnexions. *Thèse d'Etat*. Centre de Recherches de Climatologie. Univ. de Bourgogne. Tome 1 & 2, 511 p.
- Fontaine B., 1990b.** La dynamique de mousson pluvieuse en Afrique de l'Ouest. *Cahier du Centre de Recherches de Climatologie*, Dijon, n° 13, pp 33-62.
- Fontaine B. et Janicot S., 1993.** L'évolution des idées sur la variabilité interannuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, 8 (1), pp 28-53.
- Fort Ord OE Risk Assessment Protocol, 2002.** Universal Soil Loss Equation and Wind Erosion Equation Summary, 3 p.
- Fournier A., 1987.** Cycle saisonnier de la phytomasse et de la production herbacée dans les savanes soudaniennes de Nazinga (Burkina), *Bulletin Ecologie* N° 18 (4), pp 409-430.
- Fournier F., 1960.** Climat et érosion. *Thèse de Doctorat*, PUF, Paris, 201p.
- Fournier F., 1962.** Mesure de l'érosion, principes de base et incidence de l'instrumentation nouvelle sur l'établissement des réseaux de mesure. Directeur du Bureau Interafricain des sols. Président de la commission d'Erosion Continentale de l'AIHS, 57 rue Cuvier, Paris (5^{ème}), France, pp 343-356.
- Fournier F., 1969.** L'érosion hydrique et le climat. *Bulletin technique d'information*. Météorologie et agriculture, n° 237, pp 111-115.
- Fournier F., 1975.** Erosion du sol dans l'espace rural. *Bulletin des Sciences hydrologiques*. XX, 1-3, pp 113-116.
- Fournier J., Serpantie G., Delhoume J. -P. et Gathelier R., 2000.** Rôle des jachères sur les

- écoulements de surface et l'érosion en zone soudanienne du Burkina Faso. Application à l'aménagement des versants. In FLORET et PONTANIER (éd., 2000-a) : vol. 1, pp 179-188.
- Fournier L., 2004.** Modélisation de la production des apports sédimentaires dans le bassin de la Durance. *Mémoire de DEA*, LNHE, CRD-EDF, Université Pierre et Marie Curie, Paris, France 56 p.
- Fredso e J. and Deigaard R., 1994.** Mechanics of coastal sediment transport, volume 3 of Advanced Series on Ocean Engineering. *World Scientific Publication*.
- Friesen J., Andreini M., Andah W., Amisigo B and Van de Giesen N., 2005.** Storage capacity and long-term water balance of the Volta Basin, West Africa." *IAHS Publication 296: Regional Hydrological Impacts of Climatic Change*: pp 138-145.
- Fritsch J.-M., 1995.** Occupation des sols et regimes hydrologiques : les enseignements des bassins-versants guyanais. *Annales de Géographie*. Vol. 104, n° 581, pp 26-63.
- Gaillard M., 1981.** Etude sédimentologique des milieux de mangrove dans le domaine margino-littoral occidental du Bénin (Afrique de l'Ouest). *Rapport préliminaire*. Laboratoire de géologie, Université Nationale du Bénin.
- Gao S. and Collins M.B., 1994.** Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of Coast. Res.*, 10 pp 70-78.
- Garnaud S., 2003.** La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale: la Baie de Seine sud-orientale, *thèse de Doctorat*, 307 p. + 79 p. d'annexes.
- Garnaud S., Lesueur P. et Lesourd S., 2003.** Les crues estuariennes en Baie de Seine sud-orientale, *9^{ème} congrès de l'ASF*, Bordeaux, France, pp 215-216.
- Garnaud S., Lesueur P., Lesourd S., Poupinet N. et Brun-Cottan J.-C., 2002.** Caractérisation des variations lithologiques saisonnières des sédiments de la Baie de Seine orientale ; impact des crues de la Seine (France). *Comptes rendus Geoscience*, 334, pp 323-330.
- Gayibor N. L., 1986.** Ecologie et histoire : les origines de la savane du Bénin. *Cahiers d'Etudes Africaines*, 26 (1, 2), pp 13-42.
- George P. et Verger F., 1996.** Dictionnaire de la géographie. Ed. PUF, 500 p.
- Gineste P., 1997.** Télédétection spatiale et modélisation du fonctionnement hydrologique des petits bassins-versants. Etats de l'art du couplage et perspectives des hyperfréquences. *'Télédétection et ressources en eau'*. Laboratoire commun de télédétection CEMAGREF-ENGREF, Montpellier, France, 17 p (<http://www.fao.org/docrep/w7320b/w7320b34.htm>).
- Gineste P., 1998.** Contribution de l'imagerie satellitale radar ERS à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin-versant agricole par TOPMODEL *Thèse de Doctorat de l'ENGREF*. Spécialité : Sciences de l'eau. Montpellier, France, 224 p + références bibliographiques + Annexes.
- Giret A., 1996.** "Contribution à l'analyse des décrues et des tarissements dans la connaissance des réserves hydrologiques : l'exemple de l'Enviègne entre 1968 et 1994" - Sciences et changements planétaires : *Sécheresse*, volume 7, numéro 4, pp 253 à 268.
- Glossaire International d'Hydrologie, 1992.** Deuxième édition quadrilingue (EN, ES, FR, RU), UNESCO-OMM, 413 p.
- Gnelé J., 2005.** Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin versant du Mono au Bénin. Mémoire de maîtrise, FLASH, DGAT, 72 p.
- Gnongbo T. Y., 1996.** Le Togo méridional: etude de géographie physique. *Thèse de Doctorat* de l'Université Bordeaux III. Option géographie tropicale. Institut de Géographie, Louis Papy, Bordeaux, France, 306 p.
- Gong X.-F. and Richman M. B., 1992:** A study of statistical experiment for the application of principal component analysis to regional climate patterns. *Scientia Atmospherica Sinica*, 16, pp 649-658.
- Gong X.-F. and Richman M. B., 1995.** On the application of cluster analysis to growing season precipitation data in North America east of the Rockies. *Journal Climate*, n° 8, pp 897-931.

- Gorokhovich Y. et Voustianouk A., 2006.** Accuracy assessment of the SRTM-based elevation data by CGIAR using field data from USA and Thailand and its relation to the terrain characteristics. *Remote Sensing of Environment*, 104, 4 pp 409-415.
- Govers G. and Poesen J., 1988.** Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology*, n° 1, pp 343-354.
- Gratton Y., 2002.** Le krigeage : La méthode optimale d'interpolation spatiale. *Les Articles de l'Institut d'Analyse Géographique*. Disponible en ligne : http://www.iag.asso.fr/pdf/krigeage_juillet2002.pdf.
- Gratton Y. et Lafleur C., 2001.** Le Matlab Kriging Toolbox. Version 4.0. Manuel de référence, INRS-ETE. (http://www.inrs-ete.quebec.ca/activites/repertoire/yves_gratton/krig.htm).
- Griffon M. et Marty I., 1993.** Politiques agricoles, agro-alimentaires et politiques de développement rural en Afrique sub-saharienne : un scénario de sortie de crise. In : Michailof Serge (ed.). *La France et l'Afrique : Vade-mecum pour un nouveau voyage*. Paris : Karthala, pp 219-237.
- Grivot R., 1949.** Etude sur la crue du Mono en 1944. *Bull. de l'Institut Français d'Afrique Noire*, Dakar, IFAN, T. XI, N° 3-4, pp 245-254.
- Grund E. and Kroppenstedt R. M., 1990.** Chemotaxonomy and Numerical Taxonomy of the Genus *Nocardopsis* Meyer 1976, *International Journal of Systematic Bacteriology*, pp 5-11.
- GTOPO30, 1996.** GTOPO30, description du MNT U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation System Data Center (*EROS Data Center*). [Disponible sur <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30/README.html>].
- Guilcher A., 1959.** La région du Bas-Dahomey occidental. Etude de géographie physique et humaine appliquée. *Bull. IFAN*, T. XXI, Sér. B, n°3-4, pp 358-424.
- Guilcher A., 1990.** Sur le recul actuel des rivages meubles de la Bretagne de l'Ouest. *Rev. Archéol. Ouest. Suppl.* n°2, pp 31-36.
- Hachimou I. et Adisso P., 1990.** Rapport de l'étude hydrologique de la lagune côtière proche de l'embouchure du fleuve Mono. *Projet PIRATES*, EPEEC-MAB-BENIN, Cotonou, 22 p.
- Harr R. D. et McCorison F. M., 1979.** Initial effects of clearcut logging on size and timing of peak flows in a small watershed in Western Oregon. *Wat. Resour. Res.*, n° 15 (1), pp 90-94.
- Heinemann H. G. and Whilaker F. D., 1974.** Soil cover governs soil loss on United States' clay-pan soils. *AISH, Publ.* n° 113, pp 109-113.
- Henry H., 1908.** Contribution à l'étude de la géographie physique du Dahomey. Etude scientifique. Thèse. Larose. Paris, France.
- Houessou A. et Lang J., 1978.** Contribution à l'étude du Continental terminal dans le Bénin méridional. *Bull. Sri. Géol.* n° 31, pp 137-149.
- Houndénou C., 1988.** Contribution à l'étude géomorphologie de la partie occidentale du littoral béninois. *Mémoire de Maîtrise*, FLASH/ Univ. Nationale du Bénin, 146 p.
- Houndénou C., 1992.** Variabilité pluviométrique et conséquence socio-écologiques dans les plateaux du Bas-Bénin (Afrique de l'Ouest). *Mémoire de DEA*, Université de Bourgogne, Dijon, 90p.+ annexes.
- Houndénou C., 1999.** Variabilité climatique et maïsiculture en milieu tropical humide : L'exemple du Bénin, diagnostic et modélisation. *Thèse de Doctorat*, Université de Bourgogne, Dijon. 390 p.
- Houndénou C., Totin V.S.H. et Amoussou E., 2007.** Caractérisation des champs pluviométriques statistiques dans le complexe Mono-Couffo en Afrique Occidentale dans le Golfe de Guinée. In *Revue BenGéo*. Département de Géographie et Aménagement du Territoire. FLASH UAC. (Bénin) pp. 5-24.
- Houndénou C., Amoussou E. et Totin V.S.H., 2008.** Variabilité pluviohydrologique et inondation dans la Basse vallée du Mono (Bénin, Afrique de l'Ouest). In *Ben Géo : Revue semestrielle de géographie du Bénin*, n° 3 (2008), Bénin. Université d'Abomey-Calavi. pp.5-

22.

Hufty A., 1976. Introduction à la climatologie. P.U.F. Collection Magellan, Paris. 264 p.

Hufty A., 2001. Introduction à la climatologie : Le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine. Editions De Boeck Université, 542 p.

Hutchinson M. F., 1998a. Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines: In two dimensional smoothing of data with short range correlation. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, 2(2):139-151. Disponible en ligne: <http://www.geodec.org/gida4.htm>.

Hutchinson M. F., 1998b. Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines: In Analysis of topographic dependence. *Journal of Geographic Information and Decision Analysis*, 2(2):152-167. Disponible en ligne : <http://www.geodec.org/gida4.htm>.

INSAE (Institut National de la Statistique et de l'Analyse Economique), 2002. Troisième Recensement Général de la Population et de l'Habitation (RGPH3). *Direction des Etudes Démographiques*, 490 p.

Janicot S., 1989. Variabilité des précipitations en Afrique de l'Ouest et circulations quasi-stationnaires durant une phase de transition climatique. *Thèse de Doctorat*. Université de Paris VI, 600 p.

Janicot S. et Sultan B., 2000. The West African monsoon onset and the intra-seasonal variability, 29 mai-2 juin, 24th *Conference on Huvicanes and tropical Meteorology* MB.1, pp 364-365.

Joued M., Gueddari M. et Saadaoui M., 2005. Modélisation de l'érosion hydrique dans le bassin-versant de l'oued M'Khachbia (Nord-Ouest de la Tunisie). *Geo-Eco-Trop*, n° 29 pp 15-24.

Kaki C., Oyédé L. M. et Yessoufou S., 2001. Dynamique sédimentaire et environnement côtier du littoral béninois à l'Est de l'embouchure du fleuve Mono. *Jour. Rech. Science*. Univ. Lomé 5 (2), pp 247-261.

Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R., Collins W., Deaven D., Gandin L., Iredell M., Saha S., White G., Zhu Y., Chelliah M., Ebisuzaki W., Higgins W., Janowiak J., Mo K., Ropelewski C., Wang J., Leetmaa A., Reynolds R., Jenne R. and Joseph D., 1996. The NCEP-NCAR 40 year Reanalyses Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*: 77, pp 437-471.

Kamagaté B., Séguis L., Favreau G., Descloitres M., Seidel J.-L. et Affaton P., 2007. Hydrological processes and water balance of a tropical crystalline bedrock catchment in Benin (Donga, upper Ouémé River). *Comptes Rendus Geosc.*, 339(6), pp 418-429.

Kamagaté B., Séguis L., Lanciné G. D., Favreau G. et Kouadio K., 2008. Processus hydrogéochimiques et séparation d'hydrogrammes de crue sur un bassin versant en milieu soudano-tropical de socle au Bénin (Donga, haute vallée de l'Ouémé), 2008. *Revue des sciences de l'eau*, vol. 21, n° 3, pp 363-372.

Kanohin F., Saley M. B. and Savané I., 2009. Impacts de la Variabilité climatique sur Les ressources en eau et les activités humaines en zone tropicale humide: Cas de la région de Daoukro en Côte D'ivoire. *European Journal of scientific Research*. Vol. 26, n° 2, pp 209-222.

Kemp P. R., Cornelius J. M. et Reynolds J. F., 1994. Temporal discontinuities in precipitation in the central north american prairie. *Int. Journal. Climatolgy*, 14 pp 539-557.

Klassou K. S., 1991. La variabilité climato-hydrologique récente et ses conséquences sur l'environnement : l'exemple du fleuve Mono au Togo. *Mémoire de DEA*. Université Michel de Montaigne, Bordeaux III, 117 p.

Klassou S. D., 1996. Evolution climato-hydrologique récente et conséquences sur l'environnement : l'exemple du bassin versant du fleuve Mono (Togo-Bénin). *Thèse de Doctorat*, Université de Bordeaux III, 472 p.

Lachenbruch P. A. et Mickey M. R., 1968. Estimation of error rate in discriminant analysis. *Technometrics*: 10, pp 1-11.

Lajnef B., Le Callonnec L., Yaich C., Renard M. et Benzarti R., 2005. L'intervalle

- Paléocène supérieur–Eocène inférieur sur un profil de la Tunisie centro-septentrionale : approches sédimentologique et chimostratigraphique. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre*, n°27, pp 17-27.
- Lamachère J. M., 1994.** Variabilité spatio-temporelle des états de surface en zone sahélienne et soudanienne (Burkina-Faso). effet sur les ruissellements. *Xe journée hydrologique, ORSTOM*, Montpellier, pp 91-103.
- Lamachère J. M. et Puech C., 1995.** Télédétection et régionalisation de l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration des sols en Afrique sahélienne et Nord-soudanienne. In : *Régionalisation en hydrologie, application au développement*. Edit. Scient. L. Le Barbé et E. Servat. Actes des VIII^{es} journées hydrologiques de l'ORSTOM, Montpellier, 22-23 septembre 1992; ORSTOM Editions, colloques et séminaires, pp 205-228.
- Lamachère J-M. et Puech CH., 1997.** Cartographie des états de surface. In revue "Télédétection et ressources en eau". CEMAGREF-ENGREF, Montpellier, France, 17 p (<http://www.fao.org/docrep/w7320b/w7320b34.htm>).
- Lamachère J. M. et Puech C., 2003a.** Cartographie des états de surface. *Publ. sur Internet* 26 p.
- Lamachère J. M. et Puech C., 2003b.** Modélisation hydrologique. *Publ. sur Internet*, 20 p.
- Lamarre D., 1991.** Pluies et formations nuageuses sur l'Amérique isthmique : Essai de climatologie dynamique satellitaire. *Thèse d'Etat*, Uni. De Boulogne. Ed microfilmée, ser reprod. thèse Lille, Tome 1, 313 p ; Tome 2, 250 p.
- Lambert R., 1973.** Recherches hydrologiques sur le Sud-Ouest du Bassin de la Garonne. *Doctorat d'Etat*, Toulouse, 457 p.
- Lamouroux M., 1969.** Notice explicative sur la carte pédologique du Togo au 1/1000 000, n° 34, ORSTOM, Paris.
- Lang J., 1990.** Dynamique sédimentaire et diagénétique des sédiments continentaux et margino-littoral phanérozoïques en Afrique de l'Ouest. *Etudes récentes sur la géologie de l'Afrique*, pp 251-253.
- Lang J. et Paradis, G., 1977.** Un exemple d'environnement sédimentaire bio-détritique non carbonate marin et continental, holocène, en climat intertropical: le domaine margino-littoral du Bénin méridional (Ex Dahomey). *Rev. Géog. Phys. et Géol. Dyn.* (2), vol. XIX, fasc. 3, pp 295-312.
- Lang J. et G. Paradis., 1984.** Le Quaternaire margino-littoral béninois (Afrique de l'Ouest); synthèse des datations au carbone 14. *Paleoecology of Africa*. Ed. J.A. Coetze et E. M. Van Zinderen Baker - A.A. Balkema, Publ., n° 16, pp 65-67.
- Lang J., Kogbe C., Alidou S., Alzouma K., Dubois D., Houessou A. and Trichet J., 1986.** Le Sidérolithique du Tertiaire ouest-africain et le concept de Continental terminal. *Bull. soc. Géol. de France*, 8, pp 605-622.
- Lang J., Paradis. O. et Oyédé L.M., 1988.** Le domaine margino-littoral du Bénin (Golfe de Guinée - Afrique de l'Ouest) : Age holocène et mise en place marine des "sables jaunes". *J.A.E.S.*, vol. 7, n° 5/6, pp 829-833.
- Laporte N., 1990.** Etude de l'évolution spatio-temporelle de la végétation tropicale : Utilisation des données satellitaires NOAA/AVHRR sur l'Afrique de l'Ouest. *Thèse de 3ème cycle*, Université Paul Sabatier, Toulouse.
- Laraque A., Bricquet J.P., Olivry J.C. et Berthelot M., 1995.** Les transports solides et dissous du fleuve Congo : (Bilan de six années d'observations). In «Grands bassins fluviaux périalantiques : Congo, Niger, Amazone ». *Actes de colloques PEGI*. Editions ORSTOM, collection colloques et séminaires, Paris, France, pp 133-145.
- Lavabre J., Folton N. et Michel C., 1999.** L'estimation régionale de la ressource en eau par modélisation de la pluie en débit. Application à la détermination des débits de référence de la région méditerranéenne française. *Hydropôle 99*, Marseille, France, pp 433-440.
- Lavigne-Delville P., Sellamna N.E. et Mathieu M., 2005.** Living up to ambitions: for a more rigorous practice of participatory appraisals and inquiries. In: Neef Andreas (ed.).

- Participatory approaches for sustainable land use in Southeast Asia. Bangkok: White Lotus Press, pp 35-72. *International Workshop on Participatory Technology Development and Local Knowledge for Sustainable Land Use in Southeast Asia*, 2001-06-06/2001-06-07, Chiang Mai, Thailand.
- Lavigne-Delville P.** et **Papazian V.**, 2008. Le foncier au coeur du développement économique et de la paix sociale. In : *Devèze Jean-Claude* (ed.). *Défis agricoles africains*. Paris : Karthala, pp 247-264.
- Le Barbé L., Alé G., Millet B., Texier H., Borel Y.** et **Gualde R.**, 1993. Les ressources en eaux superficielles de la République du Bénin. Edition ORSTOM; 540 p.
- Le Coz J.**, 2007. Fonctionnement hydro-sédimentaire des bras morts de rivière alluviale. *Thèse de Doctorat*. Ecole centrale de Lyon, France. 234 p +annexes.
- Le Lay, M.**, 2002. Caractérisation hydrologique et simulation numérique des écoulements sur le bassin de la Haute vallée de l'Ouémé. *Rapport de DEA MMGE*, Grenoble, 40 p.
- Leduc Ch.**, 1999. Mécanismes de la variabilité hydrologique en zone sahélienne : influences climatiques et environnementales. *Rapport provisoire du 22 janvier 1999*, 38p.
- Liéno G., Mahé G., Olivry J.C., Naah E., Servat E., Sigha-Nkamdjou L., Sighomnou D., Ndam Ngoupayou J., Ekodeck G.E., Paturol J.E.**, 2005. Régimes des flux des matières solides en suspension au Cameroun : revue et synthèse à l'échelle des principaux écosystèmes ; diversité climatique et actions anthropiques. *Hydrological Sciences Journal*, vol 50, n° 1, pp 111-124.
- Liéno G., Mahé G., Paturol J.E., Servat E., Sighomnou D., Ekodeck G.E., Dezetter A., Dieulin C.**, 2008. Evolution des régimes hydrologiques en région équatoriale camerounaise : Impact de la variabilité climatique en Afrique équatoriale. In *Hydrological Sciences Journal*, vol 53, n° 4, pp 789-801.
- Leguedois, S.** 2003. Mécanismes de l'érosion diffuse des sols: modélisation du transfert et de l'évolution granulométrique des fragments de terre érodés. *Thèse de Doctorat*, Université Orléans. INRA. 167p. (<http://www.inra.fr/ea/theses/Theses2003.htm#Leguedois>).
- Lelong F., Roose E., Darthout R.** et **Trevisan D.**, 1993. Susceptibilité au ruissellement et à l'érosion en nappe de divers type texturaux de sols cultivés ou non du territoire français Expérimentation au champ sous pluies simulées. *Science du Sol*, 31, 4, pp 251-280.
- Leroux M.**, 1970. Dynamique des précipitations en Afrique occidentale. *Thèse du 3^{ème} cycle*. Université de Dakar, Sénégal, 281 p.
- Levêque A.**, 1969. Les principaux évènements géomorphologiques et les sols sur le socle granite-gnessique du Togo. *Cahier ORSTOM, série Pédologie*, Vol. VII, n° 2, pp 203-224.
- LGL (Lalonge Girouard letendre)**, 1989. Réservoir de Péligre, Bathymétrie 1988. *Rapport préliminaire*. Electricité d'Etat Haïti (EDH), Port-au-Prince, 22 p.
- Livezey R.** et **Chen W.**, 1983. « Statistical field significance and its determination by Monte Carlo techniques ». *Monthly Weather Review*, 111, pp 46-59.
- Louis R., Sietchiping R.** et **Marie Basquiat J.P.**, 2005. Remote sensing of the dynamic and sedimentation in Péligre lake, Haïti. Contemporary, Publishing international. *Remote sensing*, vol. 5, n°(1-2-3), pp 33-52
- Loup J.**, 1974. Les eaux terrestres. Masson, Paris, 171 p.
- Macary et Berville**, 2003. Synthèse bibliographique : bilan des connaissances sur l'érosion et les phénomènes de ruissellement. *Sinfotech*, 28 p.
- Mahé G.**, 1992. Les écoulements fluviaux sur la façade Atlantique de l'Afrique : Etude des éléments du bilan hydrique et variabilité interannuelle, Analyse de situations hydroclimatiques moyennes et extrêmes. *Thèse de Doctorat en science de la terre* OR SAY ORSTOM, Montpellier, 385 p + Annexes.
- Mahé G.** et **Citeau J.**, 1993. Relation océan-atmosphère-continent dans l'espace africain de la mousson Atlantique ; Schéma général et cas particulier de 1984. *Veille Climatique*, n° 94, pp 34-54.
- Mahé G.** et **Olivry J.C.**, 1995. Variations des précipitations et des écoulements en Afrique

de l'Ouest et Centrale de 1951 à 1989. *Rev. Sécheresse* n° 6, pp 109-117.

Mahé G., Olivry J.-C., Dessouassi R., Orange D., Bamba F. et Servat E., 2000. Relations eaux de surface-eaux souterraines d'une rivière tropicale au Mali. C.R. Acad. Sci. Paris, *Sciences de la Terre et des planètes* n° 330, pp 689-692.

Mahé G., Paturel J-E, Servat E., Conway D. and Dezetter A., 2005. The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, vol 300, pp 33-43.

Makhlouf Z. and Michel C., 1994. A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. In *Journal of Hydrology* 162, pp 299-318.

Marc V. and Mathys N., 1999. Traçage isotopique d'une crue sur le bassin versant marneux du Laval, Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne. *Cemagref Editions, Draix, Le Brusquet*, Digne, pp 11-28.

Marc V. et Emblanch C., 2005. Cours de méthode de calcul des paramètres granulométriques.

Marquette J., 1985. Le manioc en culture associée sur Terre de Barre au Togo. *CIRAD-IRAT*, Montpellier, France, 8 p.

Marsily G. de, 1995. *Leau. Coll. Dominos*, Flammarion, 126 p.

Martin C. et Chevalier Y., 1991. Premières conséquences d'un incendie de forêt sur le comportement hydrochimique du bassin versant du Rimbaud. *Hydrologie Continentale*, n°6 (2), pp 145-153.

Maslin J. -L., 1983. Les mollusques benthiques d'une lagune du sud Bénin, le lac Ahémé : les facteurs de leur repartition, dynamique de population et estimation de la production de *Corbula Trigona*. *Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle*. Univ. Claude Bernard de Lyon. Tome 1, 152 p.

Matheron G., 1962. *Traité de Géostatistique Appliquée*: Technip, Paris, 333 p.

Matheron G., 1963. Principles of geostatistics. *Economic geol.*, 58, pp1246-1268.

Mathevet T., 2005. Quels modèles pluie-débit globaux au pas de temps horaire ? Développements empiriques et comparaison de modèles sur un large échantillon de bassins versants. *Thèse de doctorat*, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony), 463 p.

Mathys N., 2000. Sediment yield from badlands catchments: analysis and interpretation of the results at different basin and time scales. Experimental catchments of Draix (Alpes de Haute- Provence), France. *Catchment Hydrological and Biogeochemical Processes in changing Environment*, Lliblice (Czech republic), pp. 139-146.

Merceron M., 1985. Impact du barrage d'Arzal sur la qualité des eaux de l'estuaire et de la baie de la Vilaine. Direction de l'Environnement et des recherches Océaniques (DERO). Département Environnement du Littoral. *Rapport d'étude*, IFREMER, 36 p.

Merle O., 1994. Nappes de chevauchements. Ed. Masson, Paris, France, 137 p.

Merlet L., 1987. Domaine réservé : "la protection de la faune". Politique africaine : Togo authentique, n° 27. Ed. *Karthala*, Paris, pp 55-66.

Messer T., 1978. Caractérisation de l'agressivité climatique de quelques stations dans le vignoble alsacien. *Recherches géographiques à Strasbourg* n°9, pp 19-28.

Miege J., 1990. Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra-Leone (Afrique de l'Ouest). *Revue d'analyse spatiale quantitative et appliquée*, N° 27 & 28, Nice, France, 189 p.

Millet B., 1986. Hydrologie et hydrochimie d'un milieu lagunaire tropical: le lac Togo. *Coll. Etudes et Thèses*, ORSTOM, (1986), 228 p.

MMEH (Ministère des Mines, de l'Energie et de l'Hydraulique), 2005. Document de Politique nationale de l'eau: La gouvernance de l'eau au service du développement du Bénin, Cotonou, 19 p.

Mondjannagni A., 1969. Contribution à l'étude des paysages végétaux du Bas-Dahomey. *Annales de l'université d'Abidjan - Série G - Tome I Fascicule*.

Mondjannagni C. A., 1977. Campagnes et villes au sud de la R.P.B. *Thèse*, édition Mouton

Paris 614 p.

Moron V., 1994. Variabilité des précipitations en Afrique tropicale au nord de l'équateur (1933- 1990) et relations avec les températures de surface océanique et la dynamique de l'atmosphère. *Thèse de Doctorat*, CRC, Université de Bourgogne, 219 p + Atlas.

Mouelhi S., 2003. Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. *Thèse de Doctorat*, ENGREF/CEMAGREF, Paris, 312 p.

Mouelhi S., Michel C., Perrin C. et Andreassian V., 2006. Stepwise development of a two-parameter monthly water balance model. *Journal of Hydrology* 318, pp 200-214.

Mounier J., Dubreuil V. et Henaff F., 1993. « Sécheresses et rivières en Bretagne Occidentale », dans l'eau, la terre et les hommes, *Mélanges en l'honneur de R. Frécaut*, Nancy, Presses Universitaires de Nancy, pp 263-272.

Nash J.E. et Sutcliffe J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models. Part I-a discussion of principales. *Journal of hydrology*, n°10, pp 282-290.

Nazoumou Y., 2002. Impact des barrages sur la recharge des nappes en zone aride : étude par modélisation numérique sur le cas de Kairouan (Tunisie centrale). *Thèse de Doctorat*, ENIT, Tunisie, 221 p.

Neboit R., 1991. L'Homme et l'érosion : l'érosion des sols dans le monde. *Fascicule 34*, Nouvelle série, 2^{ème} édition, Clermont-Ferrand, France, 269 p.

NEDECO, 1975. Erosion littorale sur la côte togolaise. *Rapport d'étude*. Ministère des Travaux Publics, Lomé, 73p.

Nikolayenko V. T., 1974. The role of forest stands in the control of erosion process and other negative natural phenomena. *AISH Publ.* n° 113, pp 83-86.

Nkoukou R.R. et Probst J.L., 1987. Hydrology and geochemistry of the Congo river system. *Mitt.Geol. Palaont. Inst. Hambourg*, SCOPE/UNEP, 64, pp 483-508.

Notter B., Aschwanden H., Klausner H., Staub E. et Von Blücher U., 2005. État écomorphologique des cours d'eau suisses : évaluation intermédiaire sur la base des relevés de 18 cantons. 9 p. (<http://www.environnement-suisse.ch.>)

Oettli P., 2008. Précipitations et relief en Afrique orientale et australe: Modélisations statistiques et géostatistiques. *Thèse de Doctorat* à l'Université de Bourgogne, Centre de Recherches de Climatologie. France, 272 p + Annexes.

Oettli P. et Camberlin P., 2005. Influence of topography on monthly rainfall distribution over East Africa. *Climate Research*, 28, pp 199-212.

Olivry J.-C., 1978. Transports solides en suspension au Cameroun. In : Erosion and solid matter transport in Inland waters (Proc. Paris Symp., IAHS, Publ. 122, *IAHS Press*, Wallingford UK, pp 134-141.

Olivry J.-C., Bricquet J.-P. et Mahé G., 1993. Vers un appauvrissement durable des ressources en eau de l'Afrique humide ? In "Gladwell J.S. (ed.) *Hydrology of warm humid regions*", *Proceedings of the AISH Symposium*, Yokohama, Japan, IAHS n° 216, pp67-78.

Oms C., 2003. Localisation, Nature et dynamique de l'interface eau-sédiment en réseau d'assainissement unitaire. *Thèse de Doctorat*. Ecole Nationale des ponts et chaussées, France, 186 p + Annexes.

ONUDI, 1999. Profil environnemental du littoral du Togo. Document publié par la Coordination Régionale du Projet « GEMGG » GI2C, Edition *CGILE, Press de l'Université Bénin Togo*. 80 p + Annexes.

Ouédraogo M., 2001. Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale. *Thèse de Doctorat*, Université de Montpellier II, 257 p.

Oyédé L. M., 1983. Un exemple de sédimentation biodétrique quaternaire dans le domaine margino-littoral en climat tropical humide: le "lac" Ahémé - (Bénin - Afrique de l'Ouest). *Thèse de Doctorat de 3e cycle de Géologie sédimentaire*. Université de Dijon, Paris; 171 p.

- Oyédé L. M., 1991.** Dynamique sédimentaire actuelle et messages enregistrés dans les séquences quaternaires et néogènes du domaine margino littoral du Bénin (l'Afrique de l'Ouest). *Thèse présentée pour l'obtention du doctorat en géologie sédimentaire*, nouveau régime. Université de Bourgogne, Paris ; 302 p.
- Oyédé L. M., Lang J. et Tswlassou G., 1988.** Un exemple de sédimentation biodétritique, holocène en climat tropical humide : le "lac" Ahémé (Bénin, Afrique de l'Ouest). *Journal of Earth Sciences*, 7, 516, pp 835-855.
- Oyédé L.M., Toffi D.M., Degbey J.B., Adisso P. et Djiman R., 1999.** Les caractéristiques du littoral béninois. Projet de construction d'abris pour la pêche maritime artisanale. Etude de prefaisabilité, *Rapport du groupe n°1*, 51 p.
- Oyédé L. M., Kaki C. et Laïbi R., 2007.** Environnement sédimentaire, morphologie et faciès du lac Ahémé dans le complexe lagunaire sud-ouest béninois. *Annales des Sciences agronomiques du Bénin*. Volume 9, Numéro 1, pp 75-98.
- Pagney P., 1973.** Le climat de la terre. Collection Initiation aux travaux d'études de Géographie Masson, Paris, 148 p.
- Paradis G., 1976.** Recherches sur le Quaternaire récent du sud de la République Populaire du Bénin (ex Dahomey): étude de thanotocénoses de mollusques. *Thèse 3ème cycle*, Univ. Paris Sud. Notes Contrib. C.E.R.P.A.B., Contrib., 12, 173 p.
- Paradis G., 1977.** Observations sur l'Holocène du Sud Bénin (ex Sud-Dahomey). *Bull. Ass. Sénégal. et Quatern. Afr., Liaison, Sénégal, (A.S.E.Q.U.A.)*, n° 51, pp 49-73.
- Paradis G., 1978.** Interprétation paléoécologique et paléogéographique des taphocénoses de l'Holocène récent du Sud-Benin, à partir de la répartition actuelle des mollusques littoraux et lagunaires d'Afrique de l'ouest. *Géobios*, Lyon, 11, pp 867-871.
- Paturel J. E. et Servat E., 1996.** Procédure d'identification de « rupture » dans les séries hydrologiques ; modification du régime pluviométrique en Afrique de l'ouest non sahélienne. In « *L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement* ». IAHS Publ, n° 238, pp 99-110.
- Payan J.-L., 2007.** Prise en compte de barrages-réservoirs dans un modèle global pluie-débit. *Thèse de Doctorat de L'ENGREF, CEMAGREF, ANTONY*, Paris, 257 p.
- PAZH, 2002.** La pollution dans les zones humides du Sud-Bénin: état actuel, impacts, stratégies de suivi et de lutte. *Rapport Intérimaire, Volet N°111*, 42 p.
- Peltré P., 1977.** Le « V Baoulé » (Côte d'Ivoire Centrale). Héritage géomorphologique et paléoclimatique dans le tracé du contact forêt-savane, ORSTOM, Paris. (« *Travaux et documents* » 80).
- Pérard J., 1992a.** Estimation des contraintes climatiques en Afrique tropicale. Approche méthodologique. In *Actes du 5^{ème} Colloque de l'Association Internationale de Climatologie*. Centre de Recherches de Climatologie. Université de Bourgogne, Dijon, pp 99-104.
- Pérard J., 1992b.** Orages au Bénin : modèle scientifique, modèle traditionnel. In « *Cahier du centre de recherches de climatologie* ». N° 14, URA, 909-CNRS, Dijon France, pp 33-40 + Figures
- Pérard J., Boko M. et Bokonon-Ganta E. B., 1991.** Contraintes climatiques et croyances en Afrique Tropicale : Essai d'ethnoclimatologie, actes du 3^{ème} Colloque AIC, Lannion, pp 163-171.
- Pérard J. et Bokonon E. B., 1993.** Variabilité pluvieuse et mutations socio-économiques dans le Haut Borgou (Nord-Bénin). In Publication de *l'Association Internationale de Climatologie*. Lannion, pp 163-171.
- Pérard J. et Boko M., 1997.** Rythmes climatiques et météorologie populaire au nord du nord. In « *Les risques liés au climat* », Edition universitaire de Bourgogne, Dijon, France pp 77-86,
- Pérard J., Houndénou C., Boko M., Oyédé L. M. et Toffi D. M., 1999.** Etude de vulnérabilité aux changements climatiques globaux : le cas du Bénin côtier ; P.A.I.C., Vol. 12, p. 312.
- Pérard J., Camberlin P. et Amoussou E., 2007.** Influence des lâchers d'eau du barrage de

Nangbéto dans le dynamique morphohydrologique de la basse vallée du fleuve Mono (Afrique de l'Ouest). Actes du XX^{ème} colloque AIC 'Climat, Tourisme et Environnement' de Carthage, Tunisie, pp 471-477.

Perrin C., 2000. Vers une amélioration d'un modèle global pluie-débit au travers d'une approche comparative. *Thèse de Doctorat*, INPG, Grenoble, France, 530 p.

Peugeot C., 1995. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin-versant sahélien (Niger). Expérimentation in situ et modélisation. *Thèse de Doctorat*. Université de Grenoble 1, 305 p + annexes.

Peugeot C., Esteves M., Galle S., Rajot J. L. et Vandervaere J. P., 1997. Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *J. Hydrol.*, 188-189(1-4), pp. 179-202.

Philippon N., 2002. Une nouvelle approche pour la prévision statistique des précipitations saisonnières en Afrique de l'Ouest et de l'Est : méthodes, diagnostics (1968-1998) et applications (2000-2001). *Thèse de Doctorat* Université de Bourgogne, CRC – CNRS UMR5080, 241 p + Annexes.

Piton B., 1987. Les anomalies océanographiques et climatiques de 1983 et 1984 dans le Golfe de Guinée. *Veille climatique satellitaire*, n° 16, pp 18-31.

Piton B., 1989. Caractéristiques hydroclimatiques des eaux côtières du Togo (Golfe de Guinée). *Doc. Scient. ORSTOM*, (Brest), n° 42, 33 p.

Planchon O., 1988. La production de sédiments sur les versants et leur transport à l'échelle du km² en savane humide, Côte d'Ivoire. *Sediment Budgets, IAHS*, Publ. n° 174, pp 281-291.

Planchon O., 1996. Les Climats maritimes dans le monde. *Thèse de doctorat de Géographie*. Université de Bourgogne, Dijon, France, 233 p +listes figures et tableaux.

Pliya J.; 1980. La pêche dans le sud-ouest du Bénin. Etude de géographie appliquée sur la partie continentale et maritime. *AGECOOP*, Paris, 293 p.

PNUD, 1987. Etude d'impact du barrage de Nangbéto sur la basse vallée de l'estuaire du Mono. *Rapport d'étude*, L.C.H.F.

Poccard I., 2000. Étude diagnostique de nouvelles données climatiques : les réanalyses. Exemples d'application aux précipitations en Afrique tropicale. *Thèse de Doctorat*, Univ. de Bourgogne, Dijon 236 p.

Poss R. et Rossi G., 1987. Influence des réorganisations superficielles sur l'infiltration dans les Terres de Barre (Togo méridional). Cahier ORSTOM, séri. *Pédol.*, vol. XXV, n°4, pp 405-415.

Poss R., Pleuvet C. et Saragoni H., 1990. Influence des réorganisations superficielles sur l'infiltration dans les terres de barre (Togo méridional). Cahier ORSTOM, séri. *Pedol.* Vol. XXV. n° 4, pp 405-415.

PPL, 1994. **Statistiques des pêches continentales, année 1989 à 1993, Fisheries Branch, Benin / GTZ, 1135 p.**

Probst J.L., Nkounkou R.R., Krempp G., Bricquet J.P., Thiebaut J.P. and Olivry J.C., 1992. Dissolved major elements exported by the Congo and the Ubangi rivers during the 1987-1989. *Journal of Hydrology*, 135, pp 237-257.

Prokopenko R., 1932. Les mines et la recherche minière en Afrique occidentale Française (AOF). *Institut de Géologie de Nancy*, France.

Puech C., 1992. Evaluation des capacités d'exploitation des plans d'eau sahéliens par imagerie SPOT. *VIII^{ème} Journée hydrologiques de l'ORSTOM*, Montpellier, 22-23 septembre, pp 195-202.

Puech Ch., 1993. Détermination des états de surface par Télédétection pour caractériser les écoulements des petits bassins versants : Application à des bassins en zone méditerranéenne et une zone tropicale sèche. *Thèse de Doctorat* de l'Université Joseph Fourier, Grenoble I, Laboratoire Commun Télédétection CEMA GREF / ENGREF, Montpellier, 214 p + Annexes.

Reilly J. et Kippin J. S., 1983. Relationship of bacterial counts with turbidity and free

chlorine in two distribution systems. *Journal of American Water Works Association*, 75, pp 309-314.

Remenieras G., 1986. L'hydrologie de l'ingénieur. Collection de la Direction des Etudes et Recherche d'Electricité de France. *Editions Eyrolles*, 456 p.

Riou C., 1975. La détermination pratique de l'évaporation. ORSTOM Paris. In 'L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement'. IAHS Publication n°238.

Roche International, 1999. Etude de projet d'aménagement des plans d'eau du Sud-Bénin. Volume III, Tome III. *Rapport final*, 101 p + annexes.

Roche M., 1963. Hydrologie de surface. ORSTOM, Paris, Gauthier-Villars 430 p.

Rollet A.-J., 2007. Etude et gestion de la dynamique sédimentaire d'un tronçon fluvial à l'aval d'un barrage : le cas de la basse vallée de l'Ain. *Thèse de Doctorat*. Université Jean Moulin Lyon 3, France, 305 p.

Roose E., 1978. Dynamique actuelle de quelques sols en Afrique de l'Ouest :
- I Méthodes d'approche sur le terrain. *Z Geomorph. NF.Bd*, 35 : pp 16-31.
- II Comparaison de deux stations l'une sous forêt et l'autre sous savane, pp 32-39.

Roose E., 1979. Dynamique actuelle d'un sol ferrallitique sablo-argileux très désaturé sous maïs et sous forêt dense humide : Adiopodoumé, 1964-75. I- *Cahier ORSTOM, Pédol*, 17, 4 : C.R.ACAD SC, pp 259-282.

Roose E., 1983. Ruissellement et érosion avant et après défrichement en fonction du type de culture en Afrique occidentale. *Cahier ORSTOM Pédol.*, 20, 4, pp 329-339.

Roose E. et Lelong F., 1976. Les facteurs de l'érosion hydrique en Afrique tropicale. *Rev.Géogr.Phys.et Géol. Dynamique*, 18, 4, pp 365-374.

Roose E. et Godefroy J., 1977. Pédogenèse actuelle comparée d'un sol ferrallitique remanié sur schiste sous forêt et sous une bananeraie fertilisée de basse Côte d'Ivoire Azaguié : 1968 à 1973. *Cah. ORSTOM, sér Pédol.*, vol. XV, n°4, pp 409-436.

Roose E., Fauck R., Lelong F. et Pedro G., 1981. Sur l'importance des trans ferts en phase solide dans la dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Cas du milieu sous végétation naturelle. *C.R.Acad.Sci de Paris*, t 292, série II : pp 1323-1328. idem, *C.R.Acad.Sci.Paris*, t 292, série II, pp 1457-1460.

Roose E. et Piot J., 1984. Runoff, erosion and soil fertility restoration on the Mossi Plateau (Upper-Volta). *AISH*, 144, pp 485-498.

Roose E., Blancaneaux PH. et Freitas P., 1996. Un test simple pour observer l'infiltration et la dynamique de l'eau dans les horizons du sol. Méthode et exemples sur un sol argileux du Brésil et sur un sol sableux du Cameroun. *Cahier ORSTOM Pédol.*, n° 28, (2), pp 413-420.

Rossi G., 1984. L'évolution bioclimatique actuelle de la région des plateaux (Sud-Ouest du Togo). *Rev. Géom. Dyn.* T. XXXIII, n° 2, pp 57-72.

Rossi G., 1988. Un exemple de protection naturelle contre l'érosion littorale : le grès de plage. *Rev. Géom. Dyn.*, T XXXVII, 1, Paris.

Rossi G., 1989. L'érosion du littoral dans le Golfe du Bénin : Un exemple de perturbation d'un équilibre morphodynamique. *Z. Géomorph. N. F. Suppl. Bd* 73, pp 139-165.

Rossi G., 1996. L'impact des barrages de la vallée du Mono (Togo-Bénin). La gestion de l'incertitude. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, Vol 2, n° 2, pp 55-68 (<http://www.persee.fr>).

Rossi G. et Antoine A., 1990. Impacts hydrologiques et sédimentologiques d'un grand barrage : l'exemple de Nangbéto (Togo-Bénin), *Rev. Géom. Dyn.* N° 39 (2), pp 63-77.

Rossi G. et Blivi A. B., 1995. Les conséquences des aménagements hydrauliques de la vallée du Mono (Togo-Bénin). S'aura-t-on gérer l'avenir ? *Cahiers d'Outre-Mer*, n° 48, (192), pp 435-452.

Rougerie G., 1960. Le fonctionnement actuel des modélés en Côte d'Ivoire forestière. *Mémoire IFAN*, n° 58, 542 p.

Saga, 1984. Disposition et modèle schématique d'interprétation des systèmes de failles en

offshore du bassin sédimentaire côtier. Grandes sociétés pétrolières et Gazières Membre des associations : SGF; CCGM-CGMW ; Soc.Amis du MNHN & JP ; ‘‘Équipe Cousteau-Cousteau Society’’ ; SAGA-Paris (MNHN) ; ancien de l’AEGP.

Salami A. B. et Tchawalassou A. B., 1992. La morpho - dynamique du ‘‘lac’’ Ahémé : contribution à l'étude du comblement du ‘‘lac’’ et ses impacts. *Mémoire de maîtrise de géographie physique*. FLASH / UNB, 113 p.

Salami A. B. et Tchawlassou A. B., 1992. La morpho - dynamique du ‘‘lac’’ Ahémé : contribution à l'étude du comblement du ‘‘lac’’ et ses impacts. *Mémoire de maîtrise de géographie physique*. FLASH / UNB, 113 p.

Santé Canada, 1995. La turbidité. Document de support aux recommandations pour la qualité de l’eau potable au Canada. Accessible sur le site :

http://www.hc-sc.gc.ca/ehp/dhm/catalogue/dpc_pubs/rqepdoc_appui/reqep.htm.

Santé Canada, 2003. Turbidité. Fiches de synthèse sur l’eau potable et la santé humaine. Institut national de santé publique du Québec. Groupe scientifique sur l’eau. 6 p.

Schober A., 1996. Analyse de la variabilité des paramètres caractéristiques de l'hydrologie d'un bassin versant et modélisation des crues en présence de données hydrologiques succinctes. *Thèse de Doctorat*. Univ. Joseph Fourier, Grenoble, 231 p.

Schwartz J., Levin R. et Goldstein R., 2000. Drinking water turbidity and gastrointestinal in the elderly of philadelphia. *Journal of Epidemiology, Community and Health*, 54 pp 45-51.

Seguin B. and Itier B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Rem. Sensing*, n° 4, (2), pp 371-383.

Seguin B., Courault D. et Guerif M., 1994. Surface temperature and evapotranspiration: Application of local scale methods to regional scales using satellite data. *Remote Sensing Environ*, n° 49, pp 287–295.

Seguis L., 1995. Hydrologie d'une cuvette du lit majeur du Sénégal. Exemple de la cuvette de Nianga. In *"Nianga, laboratoire de l'agriculture irriguée en moyenne vallée du Sénégal"*, ORSTOM, Paris, pp. 49

Seguis L., Boscher C. et Albergel J., 1996. Discrimination de différentes couvertures végétales par radiométrie de terrain en savane soudano-sahélienne. In- *‘‘Interactions surface continentale/atmosphère’’*. L'expérience HAPEX-Sahel".ORSTOM, Paris, pp. 671-684.

Seguis L. et Puech C., 1997. Méthode de détermination des invariants radiométriques adaptée au paysage semi-aride de l'Afrique de l'Ouest. *International Journal of Remote Sensing*, vol. 18, n° 2, pp. 255-271.

Seguis L., et Bader J.-C., 1997. Modélisation du ruissellement en relation avec l'évolution saisonnière de la végétation (mil, arachide, jachère) au centre Sénégal. *Revue des Sciences de l'Eau*, vol. 10, n° 4, pp.419-438.

SFRELEC, 1966. Aménagement du bassin du Mono. *Rapport final*. Paris.

Simmers J., 1988. Estimation of Natural Groundwater Recharge. *NATO ASI Series C*, Vol. 222, Reidel Publ. Co., Dordrecht, 510 p.

Sircoulon J., 1990. Aspects hydrologiques des fluctuations climatiques en Afrique de l’Ouest et Centrale. *Bull OMM*; n° 380 ; pp 1-8.

Sircoulon J., 1992. Caractéristiques des ressources en eau de surface en zones arides de l’Afrique de l’Ouest : variabilité et évolution actuelle. In « L’aridité : une contrainte au développement. Caractérisation, réponses biologiques et stratégies des sociétés ». ORSTOM Publ. pp 53-68.

Slansky M., 1959. Contribution à l'étude géologique du Bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. *Thèse*. Univ. Nancy, série 59, n° 165 et 1962, Mém. BRGM n° 11, 170 p.

Slansky M.; 1962. Contribution à l'étude du bassin sédimentaire côtier du Dahomey et du Togo. *Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*. Edition Technip, Paris 7è, 223 p

Smith D. D. et Wischmeier W. H., 1960. The universal soil-loss estimating equation to

guide conservation farm planning. *Transactions of the 7 th International Congress on Soil Science*, tome 1, pp 418-425.

Smolikowski B., Puigh et Roose E., 2000. Influence of soil protection techniques on runoff, erosion and plant production semi-arid hillslopes of Cabo Verde. *Agriculture, Ecosystems and Environment*, accepté en 11/2000, 22p.

Sogreah-Electrowatt, 1983. Etude de faisabilité de l'aménagement hydro-électrique de Nangbeto, *Final Report*, Appendix 2C (Ecological Report).

SOTOCO, 1996. La culture du coton. *Marchés Tropicaux et Méditerranéens*, vol. 51, n° 2632, pp 818-820.

Sougy J., 1970. Rapport annuel d'activité 1969-1970 du laboratoire associé n° 132. 'Etudes géologiques Ouest-africaines'. *Travaux des laboratoires des sciences de la terre St Jérôme*, Marseille, 107 p.

Soulard B., 2007. Ecologie fondamentale, eaux et milieux humides. *Séminaire européenne Athènes* : MP7, Ecole des Mines de Paris, 57 p.

Sultan B., 2002. Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'ouest et de la variabilité intrasaisonnière de la convection. Application à la sensibilité des rendements agricoles. *Thèse de doctorat*, Université Paris 7– Denis Diderot, Paris, 283 p.

Sutcliffe J. V., Agrawal R. P. et Tucker J. M., 1981. The water balance of Betwa Basin. India. *Hydr. Sci. Bull.*, 26, pp 149-158.

Sutcliffe J. V. et Piper B. S., 1986. Bilan hydrologique en Guinée et Togo-Bénin. *Hydrol. continent.*, vol I, n°1, pp 51-61.

Takken I., Beuselinck L., Nachtergaele J., Govers G., Poesen J. and Degraer G., 1999. Spatial evaluation of a physically-based distributed erosion model (LISEM). *Catena*, 37, pp 431-447.

Tastet J. P., 1974. L'environnement physique du système lagunaire Ebrié. *Série doc; Dép. Sc. de la Terre*; Univ. Abidjan n° 11, 2 tomes, 28 p. et 58 figures.

Tastet J. P., 1975. Les formations sédimentaires, quaternaires actuelles du littoral du Dahomey. Notice explicative de la carte géologique. Schéma paléogéographique. *IXème congrès international de sédimentologie*, Nice, pp 1-21.

Tastet J.P., 1979. Environnements sédimentaires et structuraux quaternaires du littoral du golfe de Guinée (Côte d'Ivoire, Togo, Bénin). *Thèse d'Etat*, Université de Bordeaux I, n°621, 175 p.

Tastet J. P. et Guiral D., 1993. Géologie et sédimentologie du système lagunaire Ebrié. *In Environnement et ressources aquatiques de Côte d'Ivoire*. Les milieux saumâtres: l'exemple de la lagune Ebrié. Editions de l'ORSTOM, pp 35-57.

Tchalaré B., 1985. Les terrasses alluviales du bassin de Sotouboua, étude géomorphologique. *Mémoire de maîtrise de géographie physique*. Univ. du Bénin, Lomé 112 p.

Tchamié K. T., 1988. Contribution à l'étude des savanes du Togo central (zone écologique II). *Thèse de Doctorat*. Inst. De Géog. Et d'Etudes Régionales, Univ. de Bordeaux II, 297 p.

Tchamie T.T.K. et Badameli M.K., 1998. Fonction et signe de l'arbre dans l'espace urbain de Lomé, Gayibor N., Marguerat Y. & Nyassogbo K. Le centenaire de Lomé, capitale du Togo (1897-1997), *Actes du colloque de Lomé (3-6 mars 1997)*, Collection Patrimoines n°7, pp 239-252.

Tessier L., 2003. Transport et caractérisation des matières en suspension dans le bassin versant de la seine: identification de signatures naturelles et anthropiques. *Thèse de Doctorat*. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées, Paris, 262 p.

Tessier L. et Bonte P., 2002. Suspended sediment transfer in Seine river watershed, France: a strategy using fingerprinting from trace elements. In: *L. Ledoux and D. Burgess* (Editors), science for water Policy (SWAP) Norwich, pp 79-99.

Texier H et Maslin J.L., 1983. Hydrodynamisme et facteurs physico-chimiques d'une lagune sous climat semi-équatorial: le lac Ahémé (Bénin). Conséquences sur la vie du milieu et les

rendements halieutiques, *Unpublished*.

Thorncroft C. D. and Blackburn M., 1999. Maintenance of the African easterly jet. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological society*, n° 125, pp 763-786.

Toffi D. M., 1984. Une forme de gestion des écosystèmes lagunaires : l'exploitation artisanale du sel et son impact sur l'environnement et la vie socio-économique du complexe lagunaire côtier de Ouidah et de Grand-Popo. *MAB/CBRST*, Cotonou, 52 p.

Toffi D. M., 1988. La mangrove béninoise face à la pression anthropique : l'exploitation artisanale du sel. *EPEEC/MAB/UNESCO/CBRST*, Cotonou, 20 p.

Toffi D. M., 1991. Ressources climatiques et activités salicoles sur le littoral occidental du Bénin. *Mémoire de DEA*, Centre de recherches de Climatologie, Université de Bourgogne, Dijon, 165 p.

Toffi D. M., Baglo A. M. et Akoègninou A. E., 1985. Etat actuel de la mangrove du Bénin, conséquences de son exploitation traditionnelle. *Communication présentée au Séminaire régional sur la connaissance et la gestion traditionnelle des systèmes côtiers en Afrique*, UNESCO/COMAR, du 27 au 30 novembre 1985, Cotonou.

Togbé M., 2003. Dynamique de l'environnement : cas de TCHETTI-DOUME. *Mémoire de maîtrise*, DGAT/ FLASH/ UAC, 75p +Annexes.

Tollo S. C., 1996. Etude comparée des bilans d'eau des sols dans le Bas-Bénin. *Mémoire de maîtrise*, DGAT/ FLASH/ UNB; 129p.

Toth A. et Fekete Z., 1974. The effect of agriculture on the surroundings of Lake Balaton. *AISH Publ.* n°113, pp 36-39.

Totin V. S.H., 2003. Changements climatiques et vulnérabilité des ressources en eau sur le plateau d'Allada : Approche prospective. *Mémoire de maîtrise*, DGAT/ FLASH/ UAC ; 106p.

Totin V.S. H., Amoussou E. et Boko M., 2008. Impacts des migrations de la mousson ouest africaine sur la disponibilité en eau de surface dans le bassin du Couffo au Bénin (Afrique de l'Ouest). *Rev. Sci.Env. Univ.*, Lomé (Togo), 2008 n°005. ISSN 1812-1403, Mars 2008, pp 35-49.

Travi Y., Lavabre J., Blavoux B. et Martin C., 1994. Traçage chimique et isotope (Cl-, 180) d'une crue automne sur un petit bassin-versant méditerranéen incendié. *Jour. Sci. Hydrol. Vol.* 39 n° 6, pp 605-615.

Tsalefac M. Oettli P. et Amougou A., 2006. Analyse des précipitations pentadaires au Nord-Cameroun à l'aide des données conventionnelles et CMAP. In *Revue de Géographie du Cameroun*. Vol. XVII n° 1 pp 5-15.

UEMOA (Union économique et monétaire Ouest africain), 2006. Rapport annuel de la commission sur le fonctionnement de l'évolution de l'union. *11^{ème} session ordinaire de la conférence des chefs d'Etat et de Gouvernement*. Ouagadougou, 59 p.

US EPA, 1999. Guidance manual for compliance with the interim enhanced surface water treatment rule: turbidity provisions. Uited States *Environmental Protection Agency* (EPA 815-R-99-010), pagination multiple.

USGS, 1996. GTOPO30. U.S. Geological Survey, Earth Resources Observation System Data Center (EROS Data Center). [Disponible sur <http://edc.usgs.gov/products/elevation/gtopo30.html>].

Van de Giesen N., Kunstman H., Jung G., Liebe J., Andreini M., and Vlek L. G P., 2002. The GLOWAL Volta project: Integrated assessment of feedback mechanisms between climate landuse, and hydrology. *Climatic change: Implications of the hydrological cycle and for water management*. Kluwer Academic Publishes. Printed in the Netherlands, pp 151-170.

Van Dijk P.M., Kwaad F.J.P.M. and Klapwijk M., 1996. Retention of water and sediment by grassstrips. *Hydrological Processes*, 10(8), pp1069-1080.

Van Rijn L.C., 1984. "Sediment transport, Partr II: Suspended load transport", *Jof Hydraulic Engineering*, ASCE, vol.110, n°11, pp.1613-1639.

Verger F., 1963. Tecniques d'analyse granulométrique. *CNRS, Sédimentologie*, 61 p.

- Viguié J., 2001.** Notions de dynamique sédimentaire côtière, 32 p.
- Vincent-Cuaz L., 1960.** Les courants du golfe du Bénin. Centre d'études scientifiques et techniques appliquées à la pêche. Ministère de l'agriculture, service de l'élevage et des industries animales, République du Dahomey (Bénin). 32 p.
- Viné P., 1997a.** Identification de l'hétérogénéité spatio-temporelle des comportements hydrologiques. Apports de la télédétection satellitale : Application aux bassins versants du Réal Collobrier (France) et de la Mare d'Oursi (Burkina-Faso). *Thèse de Grade de Docteur*, Laboratoire Commun de Télédétection CEMAGREF/ENGREF, Montpellier, France, 285 p.
- Viné P., 1997b.** Apport de la télédétection à l'étude des zones contributives aux écoulements. Cas du site de la mare d'Oursi (Burkina-Faso). *"Télédétection et ressources en eau"* Laboratoire commun de télédétection CEMAGREF-ENGREF, Montpellier, France, 17 p. (<http://www.fao.org/docrep/w7320b/w7320b34.htm>).
- Viné P. et Puech C., 1994.** Apport par télédétection de la régénération forestière après incendie et étude de l'influence de la végétation sur les écoulements. *Études de Géographie Physique*, n° XXIII (*Actes de la Troisième Journée Scientifique du GIS Réal Collobrier*), pp 33-44.
- Vissin E. W., 2001.** Contribution à l'étude de la variabilité des précipitations et des écoulements dans le bassin béninois du fleuve Niger. *Mémoire de DEA* ; Université de Bourgogne, Dijon, 52p.
- Vissin E. W., 2007.** Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger. *Thèse de doctorat* ; Université de Bourgogne, Dijon, 311p.
- Volkoff B. et Willaime P., 1976.** Carte pédologique de reconnaissance de la République du Bénin à 1/200.000 : Notice explicative n° 66 (1) ORSTOM. Paris 39 p.
- Volkoff B., 1965.** Les sols de la zone littorale du Dahomey. Etude préliminaire. *Notice explicative de la carte pédologique de reconnaissance au 1/50.000 Ouidah et Porto-Novo*. ORSTOM, Cotonou 23 p + 1 carte.
- Vose R. S., Schmoyer R. L., Steurer P. M., Peterson T. C., Heim R., Karl T. R. and Eischeid J. K., 1992.** The Global Historical Climatology Network: Long-term monthly temperature, precipitation, sea-level pressure, and station pressure data. Rep. ORNL/CDIAC-53, Carbon Dioxide Inf. Anal. Cent., Oak Ridge Natl. Lab., Oak Ridge, TN, 25pp. [Available from Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, TN, pp 37831-6335].
- Wackernagel H., 2003.** Multivariate Geostatistics: an Introduction with Applications. Springer-Verlag, Berlin. *Third completely revised edition*.
- Wambecke V., 1986.** Clés de la taxonomie des sols (SMSS monographie technique 13). Edition, Lavoisier, 354 p.
- Wang C., Mckeague J. A. and Kodama H., 1986.** Pedogenic imogolite and soil environments: case study of spodosols in Quebec, Canada. *Soil Sci. Am. J.* n° 50, pp 711-718.
- Wauthy B., 1983.** Introduction à la climatologie du Golfe de Guinée. *Océanogr. Trop.*, 18(2), pp 103-138.
- Webb E. K. et Anderson M. P., 1996.** Simulation of preferential flow in three-dimensional, heterogeneous conductivity fields with realistic internal architecture. *Water Resour. Res.* n° 32 3, pp 533-545.
- Webster R., 1973.** Automatic soil-boundary location from transect data. *Jour. Int. Assoc. Math. Geol.*, 5 pp 27-37.
- Webster R., 1978.** Optimally partitioning soil transects. *Jour. Soil. Sci.*, 29 pp 388-402.
- Welcome R.L., 1971.** Rapport au gouvernement du Dahomey sur l'évolution de la pêche intérieure, son état actuel et ses possibilités, FAO, Rome.
- Wesselink A. J., Orange D., Feizoure C. T. et Randriamiarisoa, 1995.** Les régimes hydroclimatiques et hydrologiques d'un bassin versant de type tropical humide : l'Oubangui (République Centrafricaine). In *«L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le*

développement ». IAHS Publ, n° 238, pp 179- 194.

White R.W. et Day T.J., 1982. "Transport of graded gravel bed matériel", in "Gravel bed rives". Ed by Hey, R.D., Bathurst, J.C. and Thorne, C.R., John Wiley and Sons Ltd., pp.181-213.

Wilson K.C., 1966. Bed-load transport at high shear stress. *J. Hydraulic Eng.* (Hydr. Division), 92(11), pp 49-59.

Wischmeier W. H., 1959. A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Science Society of America Proceeding*, 23, pp 246-249.

Wischmeier W. H. et Smith D. D., 1978. Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. *Agricultural Handbook*, 537. U.S.D.A – S.E.A, Washington DC, 60 p.

Wotling G., Bouvier C., Danloux J. et Fritsh J., 2000. 'Regionalization of extreme precipitation distribution using the principal components of the topographical environment', *J. Hydro.* 233, pp 86-101.

Yalin M.S., 1977. "Mechanics of sediment transport". *Pergamon Presse*, 2nd, édition, 298 p.

Yang Guo L. et Belleudy Ph., 1989. "A New Numerical Scheme for Scalar Transport". *Chinese journal of sediment research*, n°3, pp. 34-43.

Yon V., 2004. Mesure en continu de l'oxygène dissous dans le lac du bourget (savoie), relation avec laproduction phytoplanctonique. *Mémoire de DEA*. Université Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, Ecole des Mines de Paris et Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts. France, 50 p.

Zannou J., 1989. Dynamique du milieu naturel : Cas du secteur Avakpa/Long- Agonme sur le versant occidental du plateau d'Allada. *Mémoire de maîtrise*, DGAT/ FLASH/ UNB, 94 p + annexes.

ANNEXE

Tableau I : Récapitulatif des superficies (en hectares et en %) des unités d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000 dans le bassin-versant Mono-Ahémé-Couffo

		État en 1956		État en 1985		État en 2000	
		en ha	%	en ha	%	en ha	(%)
Forêt galerie	GF	92332,78	3,31	83890,57	3,01	76097,19	2,73
Forêt-dense	FD	285739,88	10,25	41764,47	1,50	36411,42	1,31
Forêt claire et savane boisée	FC	898624,85	32,24	427192,26	15,33	376509,66	13,51
Savane arborée et arbustive	SA	720828,78	25,86	853815,54	30,64	534276,45	19,17
Savane à emprise agricole	SE	35045,25	1,26	361012,43	12,95	78450,32	2,81
Cultures et jachère à palmiers	CP	294093,00	10,55	233236,71	8,37	172990,03	6,21
Cultures et jachères	CJ	222927,32	8,00	478557,39	17,17	1036741,60	37,20
Fourrés marécageux	FM	105163,79	3,77	74311,95	2,67	58078,23	2,08
Prairie	Pr	22400,45	0,80	30816,47	1,11	4376,82	0,16
Mangrove	Mg	19567,36	0,70	10531,27	0,38	14766,64	0,53
Plantation	Pl	32359,32	1,16	123437,19	4,43	317950,79	11,41
Plan d'eau	PE	51056,73	1,83	52097,40	1,87	49981,46	1,79
Agglomération	Ag	6860,49	0,25	16336,35	0,59	30369,38	1,09
Total		2787000	100	2787000	100	2787000	100

Source : Amoussou, 2009

Tableau II : Récapitulatif des superficies (en hectares) des types d'occupation du sol de 1956, 1985 et 2000 dans chaque sous-bassin.**Sous-bassin du Mono**

	État en 1956	État en 1985	État en 2000
Unités	en ha	en ha	en ha
Forêt-galerie	77 733	73 373	67 391
Forêt dense	277 760	40 966	35 745
Forêt claire et savane boisée	860 525	409 160	363 010
Savane arborée et arbustive	589 820	754 865	452 568
Savane à emprise agricole	31 407	313 716	38 042
Cultures et jachère à palmiers	162 508	123 846	77 584
Cultures et jachères	201 175	412 604	923 757
Fourrés marécageux	80 894	54 447	45 108
Prairie	18 030	27 524	2 815
Mangrove	18 595	9 883	13 783
Plantation	31 671	120 516	311 040
Plan d'eau	49 274	50 263	48 206
Agglomération	6 307	14 538	26 651
Total	2 405 700	2 405 700	2 405 700

Source : Amoussou, 2009

Sous-bassin du Couffo

	État en 1956	État en 1985	Etat en 2000
Unités	en ha	en ha	en ha
Forêt galerie	11 745	8 128	6 642
Forêt-dense	2 556	15	0
Forêt claire et savane boisée	19 317	9 120	6 000
Savane arborée et arbustive	107 166	75 372	65 334
Savane à emprise agricole	2 730	36 826	35 400
Cultures et jachère à palmiers	114 697	96 411	83 785
Cultures et jachères	16 041	51 776	85 386
Fourrés marécageux	20 319	16 781	10 816
Prairie	3 602	2 467	1 346
Mangrove	562	410	648
Plantation	94	555	989
Plan d'eau	781	781	781
Agglomération	390	1 356	2 873
Total	300 000	300 000	300 000

Source : Amoussou, 2009

Sous-bassin lagunaire

	État en 1956	État en 1985	Etat en 2000
Unités	en ha	en ha	en ha
Forêt-galerie	2 854	2 390	2 064
Forêt dense	5 423	783	667
Forêt claire et savane boisée	18 783	8 913	7 500
Savane arborée et arbustive	23 842	23 579	16 375
Savane à emprise agricole	909	10 470	5 008
Cultures et jachère à palmiers	16 888	12 980	11 621
Cultures et jachères	5 711	14 177	27 598
Fourrés marécageux	3 951	3 084	2 155
Prairie	768	826	216
Mangrove	410	238	336
Plantation	594	2 366	5 922
Plan d'eau	1 002	1 054	994
Agglomération	163	443	846
Total	81 300	81 300	81 300

Source : Amoussou, 2009