Chapitre 1

La capacité de rétention en eau des sols, une propriété à restaurer

« Moctar, le paysan de Wankama, en rit encore ! ! ! l'"anassara" ("toubab" en zarma) fait vraiment croire n'importe quoi à ses étudiants. L'autre jour, ceux-ci me disent : "As-tu remarqué, Moctar, que ton mil a mieux poussé sous le gao ?" (nom local du Faidherbia albida ; on était début septembre, à quelques semaines de la récolte) ; notre professeur nous a dit que cela venait du fait que l'acacia est une légumineuse, et fixe l'azote de l'air dans les systèmes racinaires des plantes, rendant le sol plus fertile. « "Ah bon, s'écrie Moctar, le Anassara pense ce qu'il veut, mais moi j'ai mon explication : le gao est un arbre à phénologie décalée : il pousse ses feuilles durant la saison sèche et les perd au début de l'hivernage. Les troupeaux adorent son ombre lors des mois secs et chauds de février à Juin-juillet suivant les années. Donc les vaches y laissent leur abondante bouse, qui fume le sol et explique que le mil y pousse bien mieux." »*

** Vient de « nazaréen » (= chrétien).*

Introduction – Quelle régionalisation pour quels processus ?

Les ressources en eau sont intimement liées aux autres biens naturels communs que constituent les sols, la végétation et la biodiversité, éléments qui co-évoluent dans les écosystèmes. Il est bien connu que la dynamique des eaux de surface, de l'eau du sol et des eaux profondes dépendent très fortement de l'état du sol et de la végétation, ces deux éléments étant par ailleurs indissociables. Les usages et les occupations des sols sont dessinés par les sociétés rurales, leurs activités socio-économiques, leurs traditions, et leur capacité d'adaptation aux changements environnementaux et climatiques.

Dans la bande soudano-sahélienne de l'Afrique de l'Ouest, la période actuelle est caractérisée par une évolution climatique significative : la grande sécheresse de l'Afrique de l'Ouest (1968-1995), même si elle est probablement derrière nous, reste le plus fort signal du changement climatique observé sur la Planète depuis le début des enregistrements météorologiques normalisés. Cette évolution se produit dans un contexte de forte croissance démographique (la plus forte dans le Monde depuis deux décennies), et ici, dans une région caractérisée par une agriculture avant tout extensive. Cela produit de forts changements d'usage des sols et de couverts végétaux, ce qui provoque de

fortes modifications (une réduction drastique de fait, le plus souvent) de la capacité de rétention en eau des sols, des champs, des terroirs et des bassins-versants.

L'Afrique de l'Ouest comprend de grands bassins versants (voir introduction), tels celui du fleuve Niger (le troisième d'Afrique tant par sa longueur que par la taille de son bassin, mais le quatrième seulement par son débit), ceux du Sénégal et de la Gambie, issus aussi essentiellement, comme le premier, des hauteurs de Guinée, de même que les cours d'eau purement guinéens coulant vers l'ouest, tels le Corubal et le Konkouré ; les trois premiers traversent une grande partie de la bande soudano-sahélienne, dont ils constituent les principaux apports d'eaux douces. Celui de la Volta, comme la plupart des plus grands fleuves débouchant dans le vaste Golfe de Guinée, ont au contraire leur source dans la zone soudanienne, parfois dans le Sahel, et se dirigent vers les zones côtières au climat guinéen. C'est le cas bien sûr du Niger en aval du DIN (Delta Intérieur du Niger), mais aussi des fleuves ivoiriens (Sassandra, Comoé, Bandama) qui prennent leur source au Burkina ou près de la frontière de cet état, ou encore l'Ouémé au Bénin ; par contre, des *highlands* de Guinée proviennent aussi un grand nombre de courts mais abondants fleuves coulant uniquement en zone humide, en Guinée forestière et côtière, au Sierra Leone, au Libéria et dans l'ouest de la Côte d'ivoire (Mahé et Olivry, 1999).

Dans presque toute l'Afrique de l'Ouest, en l'absence de grands périmètres irrigués (à l'exception de celui de l'Office du Niger, Au Mali) ce sont bien sûr les eaux de surface mais plus encore les eaux souterraines qui servent pour les usages domestiques et agricoles de l'eau. L'état des nappes souterraines est bien connu et cerné dans les grands bassins sédimentaires où elles sont de grande extension et déjà mises à profit ; au contraire, dans les zones de socle ou les zones de roches anciennes fracturées, les eaux souterraines sont contenues dans des réservoirs plus irréguliers et discontinus, en général de bien plus petite taille ; leur localisation et leur volume est alors bien plus difficile à déterminer, du fait qu'elles dépendent du degré de fracturation et d'altération des roches ainsi que de la structure et de la tectonique.

Malgré d'excellents travaux déjà réalisés au Burkina Faso, au Niger ou au Bénin et les grands progrès réalisés ces dernières années dans la prospection non intrusive (Descloîtres *et al.*, 2013 ; Vouillamoz *et al.*, 2012), on manque de connaissances sur les ressources en eau de ces zones de socle, là où précisément, l'accès à la ressource est difficile. La plupart des zones de socle sont exoréiques aux latitudes sahéliennes, quand une majorité des bassins sédimentaires sont constitués de zones endoréiques (la répartition régionale des formations géologiques est indiquée figure 4). Dans ces secteurs exoréiques l'impact des changements d'occupation des sols et des changements climatiques sur l'hydrologie est très important et ils doivent aussi être distingués les uns (anthropiques) des autres (climatiques).

Par ailleurs, dans toutes les configurations citées ci-dessus (socle ou sédimentaire, zone endoréique ou exoréique), les ressources en eau sont en général pour l'heure sous exploitées, même si la demande va exploser dans les prochaines décennies. La demande rurale devrait s'accroître très fortement puisque l'irrigation constitue une des clés de l'accroissement des disponibilités alimentaires indispensable à l'autosuffisance, plus probablement et certainement à travers la multiplication et le développement de petits

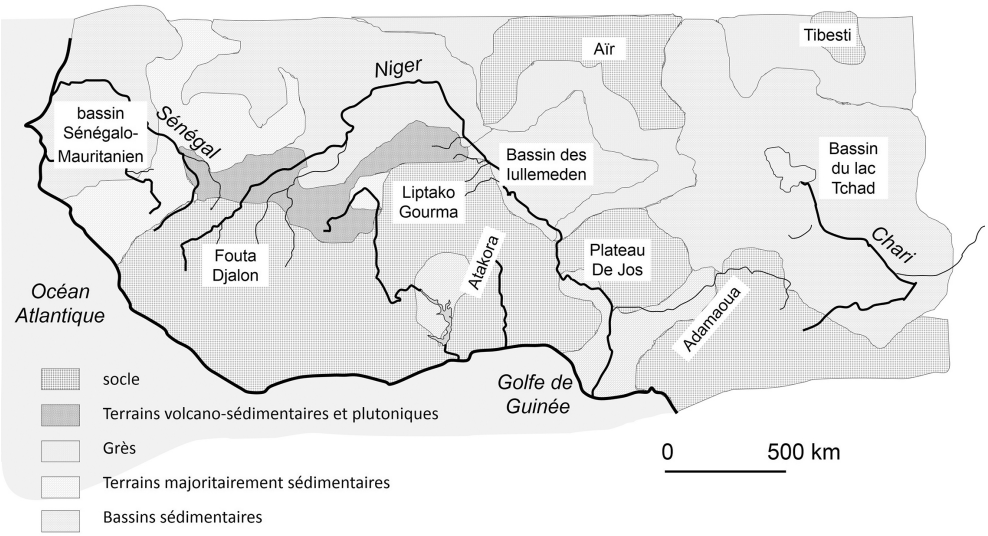


FIGURE 4 – Schéma simplifié des formations géologiques et des principaux cours d'eau d'Afrique de l'Ouest

périmètres villageois. La demande urbaine, elle, devrait s'accroître au moins aussi vite que la population urbaine, c'est-à-dire aux alentours de 5 % par an, contre 2 à 3 % en zone rurale. Il est donc primordial d'améliorer la connaissance du comportement et de l'évolution de l'ensemble des ressources sol-eau-végétation dans les agrosystèmes, et de tenter de prévoir et de modéliser leur évolution.

Objectifs de ce chapitre

Les objectifs de ce chapitre sont donc les suivants :

- Proposer une synthèse des régimes hydrologiques et de leur variabilité.
- Une synthèse des changements d'occupation des sols :
  - · à l'échelle du point ou de la parcelle ;
  - · à l'échelle du bassin ou de la région.

L'Afrique de l'Ouest a connu un sévère déficit pluviométrique de 1968 à 1995 environ ; la région sahélienne, zone semi-aride à aride caractérisée en temps normal par une pluviométrie annuelle inférieure à 700 mm, a été la plus touchée avec une baisse des pluies de 20 à 40 % pendant les décennies 1970 et 1980 (par rapport aux périodes antérieures), sur plusieurs millions de km^2. La phase de déficit n'est pas vraiment terminée, si l'on se réfère aux décennies 1950-1970 comme base de comparaison ; la pluviométrie a remonté ces dernières décennies dans tout le Sahel, avec plus de retard à l'Est (Ali et Lebel, 2009 ; Lebel et al.i, 2009 ; Mahé et Paturel, 2009). Mais si l'on prend, plus justement comme période de référence la première moitié du XX^e siècle, la pluviométrie semble avoir retrouvé ses caractéristiques antérieures (valeurs moyennes,

variabilité inter-annuelle – voir chapitre 6). On sait en effet à présent que la période 1951-1967 a été très excédentaire en Afrique de l'Ouest (Nicholson, 2005).

Cependant, le comportement hydrologique des bassins en réponse au déficit pluviométrique n'a pas été homogène du tout. En effet, Albergel (1987) a remarqué au bout d'une décennie et demie de sécheresse que les bassins versants expérimentaux suivis par l'ORSTOM (ancien nom de l'actuel IRD) au Burkina Faso suivaient deux évolutions diamétralement opposées. Dans les régions sahéliennes du Nord, les écoulements se sont paradoxalement accrus à partir du début de la sécheresse ; c'est ce qu'on a appelé plus tard (l'expression serait due aux chercheurs du programme AMMA, « Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine », et apparaît en 2005), le « paradoxe hydrologique du Sahel ». Ce comportement paradoxal est ensuite confirmé par Olivry et Mahé (1998) puis Mahé *et al.* (2003, 2005, 2009, 2011, 2013), qui ont montré l'extension spatiale de ce processus. Amogu *et al.* (2010) ont tenté une régionalisation à partir des données disponibles à cette date-là.

Ce paradoxe est d'autant plus prononcé que plus l'on monte en latitude, et plus la pluviométrie a été affectée par le déficit, comme l'ont montré Lebel et al. (2003) qui ont produit une carte du pourcentage de diminution des précipitations entre les périodes 1950-1967 et 1968-1995 ; cette carte montre clairement que le déficit pluviométrique augmente avec la latitude (figure 91, chapitre 6).

Plus au sud, par contre, dans les régions soudaniennes et guinéennes, les débits ont logiquement diminué avec la baisse des précipitations, comme l'avait remarqué Albergel dès 1987, dans sa thèse pour laquelle il disposait des données de bassins répartis sur toutes les latitudes et les géoclimats du pays. Mahé *et al.* (2003), de même, ont montré cette opposition au niveau des affluents de rive droite du Niger en aval du DIN (delta intérieur du Niger) : ceux situés aux latitudes sahéliennes ont vu leur débit croître, à l'opposé de ceux situés en zone soudanienne dont les écoulements ont fortement diminué. Amogu *et al.* (2010) ont cartographié cette opposition.

Ce contraste de comportement est essentiellement lié à la latitude et donc à cette répartition des géo-climats, les sols des zones semi-arides étant peu recouverts surtout en début de saison des pluies, et donc étant plus enclins au ruissellement que ceux des zones plus humides, souvent recouverts d'une végétation dense et traversés de systèmes racinaires profonds. L'évolution des débits pendant la phase de sécheresse suggère donc que les sols des régions guinéennes et soudaniennes (a minima, des régions sud-soudaniennes) ont une capacité de rétention en eau bien supérieure à ceux des régions arides et semi-arides sahéliennes et nord soudaniennes, régions qui, comme le signalaient déjà Albergel et Valentin (1988), sont en voie de « sahélisation ». Avant même l'accentuation de ce contraste, due à la sécheresse, on pouvait donc opposer un comportement de zones arides et un comportement de zones sub-humides.

1 Des processus et des paradoxes...

1.1 Un fonctionnement majoritairement « hortonien » des zones arides et semi-arides ?

Comme on l'a vu ci-dessus, les sols des régions sahéliennes (comme dans la plupart des régions arides et semi-arides) sont en grande partie nus au moment où commence la mousson (« hivernage »). Cela se traduit par une faible capacité d'infiltration. En effet, et là, il est important de connaître des rudiments de physique du sol (Musy et Soutter, 1991), ces sols sont peu couverts, ce qui offre peu d'obstacles au ruissellement et ne favorise pas l'infiltration. Surtout, contrairement à l'acception commune, un sol sec n'est pas forcément très perméable. D'une part, un sol est plus perméable et absorbant quand il est humide que quand il est sec ; des pores qui n'ont pas fonctionné durant 9 mois sont en grande partie bouchés, et la matrice du sol se comporte alors comme sa partie la plus reculée, celle qui comporte des pores minuscules, elle est pratiquement inaccessible aux racines et à la succion par les plantes. La conductivité hydraulique, mesurée à l'infiltromètre à disque, est très faible au début, et s'accroît assez vite avec l'imbibition du sol, pour atteindre un pic et diminuer lentement ensuite vers la conductivité à saturation Ks. À plus grande échelle, celle de la petite parcelle ou du mètre carré, on observe une espèce de glaçage du sol, un encroûtement saisonnier de saison sèche, qui ne disparaît qu'après les premières précipitations de mousson. Pour comprendre cette difficulté des sols à absorber les premières pluies, il faut le comparer à une éponge, que l'on mouille et essore aussitôt quand on veut l'utiliser pour absorber de l'eau répandue sur une table de cuisine ou une paillasse : ce réflexe vient du fait que l'éponge absorbe mieux elle aussi, quand ses pores ont été rendus fonctionnels par l'eau.

Un sol peu végétalisé aura donc une faible conductivité hydraulique, au moins au départ. On voit alors vite apparaître un ruissellement, lié au dépassement par l'intensité de la pluie (en mm/h) de la conductivité hydraulique du sol (en mm/h aussi) qui est la mesure physique de la perméabilité d'un sol.

On parle donc de ruissellement par dépassement des limites d'infiltration, ou ruissellement « hortonien » car ce type de fonctionnement a été décrit en premier par Horton (1933) au Sud-Ouest des États-Unis d'Amérique, une zone aride et semi-aride (figure 5). Ensuite le comportement varie suivant les conditions :

- Dans les zones non dégradées, la végétation reprend vite, le sol reprend sa conductivité normale : parfois même dès le milieu ou la fin du premier évènement pluvieux, surtout si celui-ci comporte une phase stratiforme après le passage du grain ; ces pluies fines d'après l'orage, pouvant durer des heures, sont très efficaces pour remettre en fonctionnement les pores plus profonds du sol végétal.
- Dans les secteurs où la sécheresse (en premier lieu) et parfois les bûcherons, les charbonniers, plus rarement les paysans et les pasteurs, ont détruit la végétation, les sols restent ruisselants pendant toute la saison des pluies.

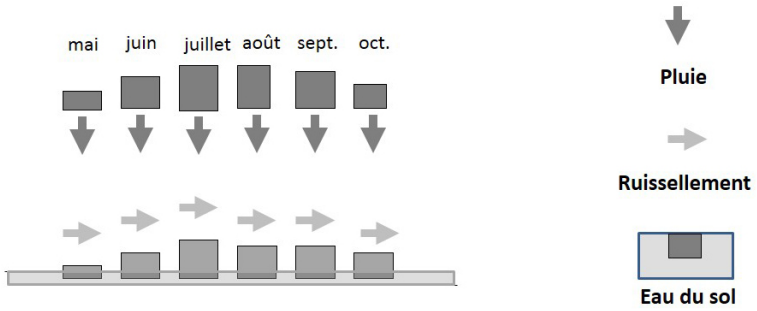


FIGURE 5 – Schéma simplifié du fonctionnement « hortonien » d'un sol

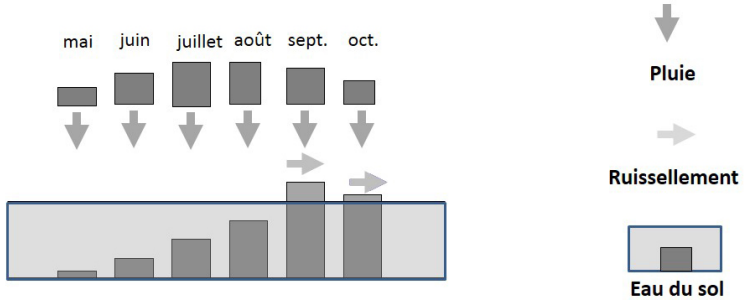


FIGURE 6 – Schéma simplifié du fonctionnement « cappusien » d'un sol

Au contraire, dans les zones plus humides, la végétation ligneuse, et une grande partie des graminées et herbacées, reste en place en fin de saison sèche, et protège le sol au moment des premières pluies. La végétation reverdit vite, et une couverture d'annuelles vient rapidement s'ajouter aux strates ligneuses supérieures. Le sol se comporte, dès le début des pluies, comme un sol de zone végétalisée, absorbant l'essentiel des eaux de pluies par la litière, même sèche et résiduelle, puis les systèmes racinaires très développés. Le ruissellement n'apparaît qu'une fois le sol saturé, en fin de saison des pluies. On parle de ruissellement par saturation du sol ou d'un comportement « cappusien » puisqu'il a été décrit pour la première fois de manière précise en Aveyron sous climat tempéré (Cappus, 1960) (figure 6). Ce même type de fonctionnement a été décrit aux États-Unis par Hewlett dès l'année suivante (1961), on parle donc souvent aussi de comportement « hewlettien ».

L'évolution vers une « sahélisation » des zones soudaniennes mise en évidence dès 1988 (voir plus haut, Albergel et Valentin, 1988) est clairement confirmée par Mahé *et al.* (2003), qui montrent l'évolution, à la fin du XX^{e} siècle, de la relation pluie débit pour les affluents de rive droite du Niger, du nord au sud, à travers la limite entre Sahel et Soudan : *grosso modo*, les débits des cours d'eau sahéliens augmentent après 1972, ceux du Soudan diminuent, mais déjà les cours d'eau nord soudaniens (Diamangou, Goroubi, voire Tapoa) adoptent de plus en plus un comportement « sahélien », leurs débits augmentant légèrement. Les différents et nombreux articles de Mahé *et al.* montrent bien aussi l'importance relative des zones de cultures, plus touchées par une

« dégradation », en fait une diminution de la capacité de rétention en eau des sols, que les espaces pastoraux situés plus au Nord. Ceci rejoint et est consistent avec les nombreux travaux de télédétection montrant un reverdissement du Sahel (pour les plus récents, Fensholt et Rasmussen, 2011 ; Dardel, 2014 ; Dardel *et al.*, 2014), qui montrent souvent un reverdissement plus franc dans le Sahel pastoral au Nord que dans la zone agro-pastorale plus au sud ; et avec les travaux montrant une très forte mise en cultures dans les bassins des affluents de rive droite du Niger (Amogu, 2009 et figures 1 à 5 du chapitre 4 montrant les changements d'occupation des sols dans le Bassin du Dargol et le Degré Carré de Niamey), mise en cultures accompagnée par une très forte croissance des débits !

Voila la manifestation première de ce qui a été appelé ensuite « le paradoxe hydrologique du Sahel » dont il sera question plus bas au chapitre 3.

On observe les mêmes processus hydrologiques dans toutes les zones semi-arides de la planète, et une régionalisation des processus a été réalisée au Nord semi-aride du Mexique (Descroix *et al.*, 2007) en s'appuyant sur un modèle simple fondé sur l'indice des précipitations antérieures, permettant de distinguer les bassins « hortoniens » ou « cappusiens » en fonction de leur capacité de rétention en eau des sols.

1.2 Mise en cultures et ruissellement

L'explication même de ce paradoxe, exacerbé dans la région de Niamey par un concours de processus cumulatifs (Mamadou *et al.*, 2015) tels que les ruptures d'endoréisme et les dégâts causés par l'ensablement du lit du fleuve Niger, est loin d'être simple. En effet, le processus de « sahélisation » (Albergel et Valentin, 1988) et la relation entre jachères, défaut de jachères et encroûtement (Casenave et Valentin, 1989 ; Ambouta *et al.*, 1996) sont assez ambigus. En effet, on note à minima deux contradictions difficiles à concilier et à synthétiser.

1.3 Mise en culture et ruissellement : première contradiction

La première contradiction est soulevée régulièrement par nos étudiants attentifs lors que l'on déroule un cours de quelques heures d'hydrologie de base. On peut très bien dire au début du cours que la mise en culture d'un espace auparavant recouvert de brousse ou de forêt, se traduit par une diminution de la capacité de rétention en eau des sols et donc une augmentation du ruissellement. Et puis quelques heures, quelques jours ou quelques semaines après, durant le même cours, l'enseignant montre qu'à l'échelle de la parcelle, le sarclage se traduit par une augmentation de l'infiltration et une baisse du ruissellement : on peut même (tableau 7, chapitre 7) montrer qu'un champ sarclé ruisselle moins que toutes les formes documentées de végétation naturelle ! et quelle n'est alors pas la joie, la jubilation (ou, s'il n'y est pas préparé, la panique !) de l'enseignant quand un étudiant lève le doigt pour dire « *Mais, Madame (monsieur), vous avez dit tout à l'heure (la semaine dernière, avant-hier...) que la mise en culture entraînait une augmentation des débits ! Comment pouvez-vous maintenant expliquer le contraire* ? » C'est entre autres une question d'échelle, et d'échelle de temps et d'espace ! En gros, oui, un champ sarclé peut avoir une très forte conductivité hydraulique, comme cela a déjà été montré maintes fois, entre autre

sous simulation de pluie (Ndiaye *et al.,* 2005) ; le tableau 1, chapitre 5, montre que la conductivité hydraulique d'un sol sarclé dépasse 150 mm/h ; mais la figure 7 du même chapitre montre à quelle vitesse, après quelques dizaines de mm de pluie tombée, les pores se referment, les mottes et la rugosité créées par le sarclage disparaissent et la conductivité baisse à des valeurs bien plus faibles (par ex. 20 mm/h après une cinquantaine de mm tombés), bien en dessous de l'intensité d'une grande partie du volume des précipitations tombées comme le signale Le Breton (2012), cité également au chapitre 5. Il y a donc bien une échelle temporelle du processus, liée au glaçage rapide des sols sableux sahéliens soumis à la battance de la pluie (il est vrai intense, comme le signale Le Breton, 2012). Il y a aussi indubitablement un effet d'échelle spatiale, et l'extension de zones mises à nu par la mise en culture constitue un élément de dégradation des sols, en offrant au vent des fetch étendus permettant à l'érosion éolienne de s'exercer (Rajot *et al.*, 2009). Ces auteurs signalent :

> « Les sols sableux sont donc particulièrement sensibles à l'érosion éolienne. Leur faible teneur en argile est cependant suffisante pour permettre la formation de croûtes superficielles au cours des pluies qui entraînent le ruissellement et l'érosion hydrique. Les lignes de grains, événements convectifs de méso-échelle, qui produisent l'essentiel de la pluie au Sahel, sont très souvent précédées de vents extrêmement violents. L'érosion hydrique et l'érosion éolienne sont ainsi étroitement associées aussi bien dans le temps que dans l'espace ».

Les figures 1 à 5 du chapitre 5 montrent bien comment progressent les zones encroûtées, en particulier les croûtes ERO (croûtes d'érosion, qui présentent un coefficient de ruissellement de 60 à 90 %), à partir de surfaces mises à nu par la mise en cultures. Ces surfaces progressent en maints endroits, représentant par exemple 34 % de la surface du bassin expérimental de Katchari au Sahel Burkinabé (Rajot *et al.*, 2009), et 49 % des bassins de Mélé Haoussa à l'ouest du Niger (Malam Abdou, 2014), tous deux en zone cristalline, ainsi que 31 % du bassin de Wankama, 37 % de celui de Tondi Kiboro (deux bassins de l'ouest nigériens suivis durant le programme AMMA) (Souley Yéro, 2012), en zone de terrain sédimentaire. Tous ces auteurs, ainsi que Mamadou (2012) et Le Breton (2012) ont déterminé, sur tous ces sites, une très rapide progression des zones encroûtées (croûte ERO très majoritairement), ce qui est partiellement en contradiction avec le reverdissement (*regreening*) majoritairement observé en général dans la région (Gardelle *et al.*, 2010 ; Fensholt et Rasmussen, 2011 ; Dardel, 2014). En fait, il y aurait un reverdissement général du Sahel, mais l'Ouest du Niger (et en particulier une grande auréole autour de la ville de Niamey) et une partie de l'Est du Burkina Faso continuent à se « saheliser » voire à se désertifier, en tout cas, leurs sols continuent de se dégrader.

1.4 Croûte et jachères : deuxième contradiction

La jachère est considérée comme le moyen, pour les paysans des zones aux sols pauvres et à faible densité de population, de récupérer la fertilité des sols après plusieurs années de culture ; elle se pratique après le constat d'une baisse des rendements attribuée à la fatigue du sol ; sa périodicité et sa durée sont donc fonction des savoirs locaux ; au

Sahel du Niger on a considéré que les sols récupéraient 99 % de leur fertilité après huit années de jachère (Ambouta *et al.*, 1996). Toutefois, les mêmes auteurs constatent qu'au bout de 5-6 ans, la jachère se couvre de croûte algale (bioderme), ce qui aurait pour conséquence d'en accroître la capacité à ruisseler. Ceci est exagéré par le fait que ces croûtes sont hydrophobes, comme sont hydrophobes les sols encroûtés en début de saison (« l'eau aime l'eau » et, comme une éponge, le sol est plus absorbant quand ses pores ont été rendus fonctionnels par une première imbibition). Donc encore une fois, il est difficile de bien cerner le rôle des jachères, entre pratiques restaurant les caractéristiques physiques des sols et état de surface ruisselant en grande partie par hydrophobie et encroûtement.

1.5 Horton *vs* Cappus

L'opposition entre les zones sahéliennes au comportement majoritairement hortonien et les zones soudano-guinéennes au fonctionnement hewlettien est bien visible sur la figure 4. Un seul bassin oscille entre les deux : le bassin de la Komadougou, émissaire du lac Tchad, qui n'a pas vu ses débits ni coefficients de ruissellement évoluer sensiblement ces dernières décennies. Le tableau 1 donne le rapport entre les débits observés dans les bassins, durant les périodes sèches 1971-1990 ou 1971-1996 par rapport à ceux observés durant la période de référence 1951-70.

La figure 7 et le tableau 2, actualisés à partir de Amogu *et al.* (2010), montrent bien l'évolution régionale différentielle des déficits en fonction du géo-climat (et donc du type de fonctionnement hydrologique majoritaire) de la zone d'alimentation principale de chaque cours d'eau. Le tableau montre que le bassin du Bani, principal affluent de droite du Niger, est celui dont les débits ont le plus baissé, de 70 % pour les deux décennies 1970 et 1980 en comparaison aux deux décennies humides 1950 et 1960, et même une baisse de 82 % en ne considérant que la décennie 1980 (Mahé *et al.*, 2000 ; Mahé, 2009 ; Roudier et Mahé, 2010a). Paturel *et al.* (2003) ont pointé du doigt le problème que cela pose au niveau des normales hydrologiques, qui sont à ré-adapter en fonction de ces modifications profondes. Ainsi les valeurs des débits bas extrêmes ont pu devenir des débits bas fréquents.

On sait en effet depuis les travaux d'Albergel (1987) qu'en zone soudanienne, les écoulements ont diminué avec la sécheresse, et ce à l'échelle des bassins expérimentaux du Burkina. Ceci a été confirmé par Olivry (2002) puis Mahé (2009) et Amogu *et al.* (2010). Enfin la crue du Niger Moyen en 2010 nous a donné l'occasion (Descroix *et al.*, 2012b) de souligner la relation entre l'encroûtement et l'accroissement du risque de crue et d'inondation en Afrique de l'Ouest. À l'inverse comme on l'a vu, en zone sahélienne, la baisse des pluies a été accompagnée par une augmentation des débits dont elle n'est évidemment pas la cause ! L'accroissement des écoulements malgré le déficit des pluies observé depuis la fin des années 1960 est un processus qui s'observe dans l'essentiel du Sahel, d'où son nom de « paradoxe hydrologique du Sahel ». D'abord observé sur de petits bassins du Burkina Faso par Albergel (1987), il est confirmé par Mahé et Olivry (1999) dans plusieurs bassins d'Afrique de l'Ouest, puis par Amani et Nguetora (2002) et Olivry (2002) sur celui du Niger. C'est ensuite sur les affluents de rive droite de celui-ci (Mahé *et al.*, 2003), puis sur le bassin du Nakambé (Mahé *et al.,* 2005 et 2010) que la même hausse est observée.

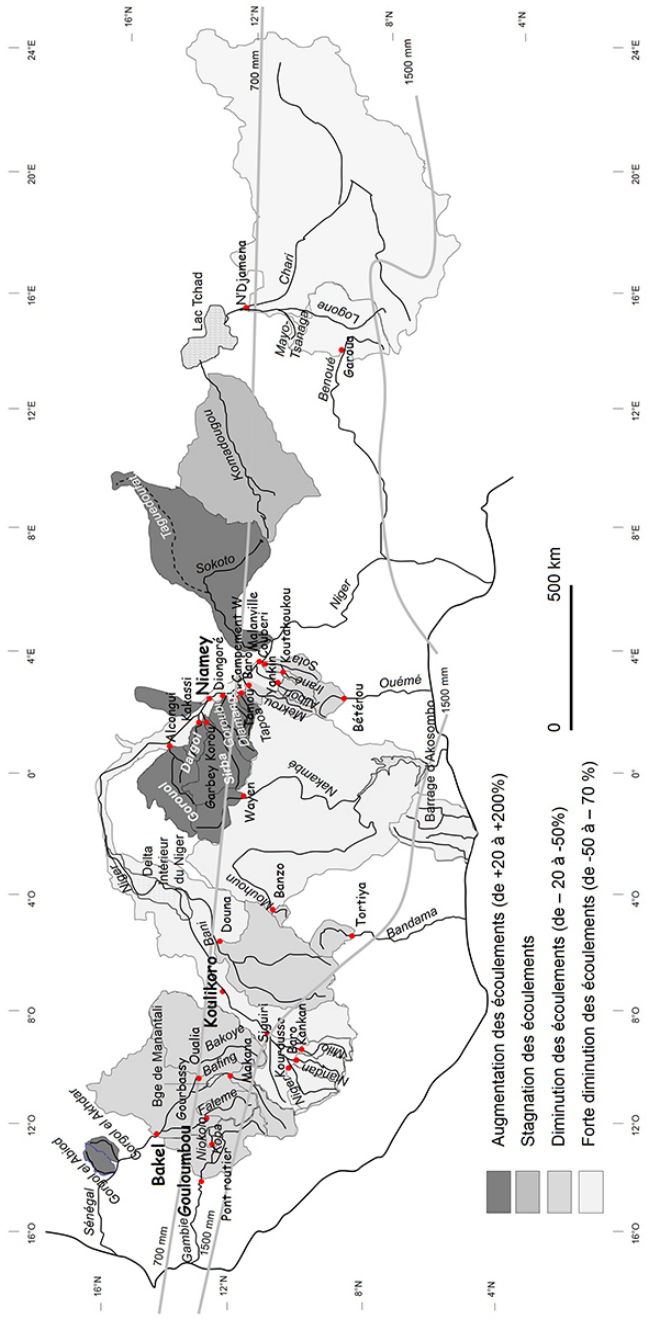


Figure 7 – Tendance dans l'évolution des débits des bassins d'Afrique de l'Ouest

Tableau 2 – Comparaison (rapport) des débits des cours d'eau d'Afrique de l'Ouest entre les périodes déficitaires 1971-1990 et 1971-1996 avec la période 1951-1970 (Amogu *et al.*, 2010)

Cours d'eau	**Q71_90/Q51-70**	**Q71_96/Q51-70**
Bassins soudaniens		
Bani	0,30	0,30
Niokolo Koba	0,31	0,32
Bakoye	0,33	0,35
Irane	0,34	
Faleme	0,39	0,39
Alibori	0,39	0,39
Sota	0,41	0,49
Mekrou	0,41	0,47
Oueme	0,42	0,49
Gambie	0,42	0,43
Senegal	0,46	0,48
Mouhoun	0,49	0,51
Bassins guinéens		
Bafing	0,54	0,55
Nig-Mal	0,57	0,59
Benoue	0,59	0,61
Nig-Sig	0,60	0,60
Nig-Kro	0,61	0,61
Nig-Nia	0,62	0,63
Niandan	0,67	0,66
Chari	0,68	0,67
Nig-Ksa	0,69	0,64
Milo	0,76	0,72
Bassins nord-soudaniens		
Goroubi	0,72	0,81
Tapoa	0,92	1,22
Diamangou	1,11	
Bassins sahéliens		
Sirba	0,97	0,91
Gorouol	1,09	1,13
Nakambe	1,22	1,31
Dargol	2,88	2,90

Mahé et ses collaborateurs ont aussi mis en évidence ce comportement paradoxal à l'Ouest en Mauritanie (Mahé et Paturel, 2009) puis à l'Est (Mahé *et al.*, 2011) dans la zone sahélienne du Nigéria. En zone pastorale nord-sahélienne, Gardelle *et al.* (2010) ont observé une forte croissance des mares, liée à l'augmentation du ruissellement, celle-ci étant due à la non-reconstitution de la végétation après la sécheresse dans les zones où le peu de sol a été emporté. Plus récemment enfin, Mahé *et al.* (2013) ont proposé une synthèse ambitieuse de l'ensemble des comportements hydrologiques et de leur évolution sur toute la façade atlantique de l'Afrique, du Maghreb au Congo.

Dans toutes les configurations définies ci-dessus, des processus d'échelle ponctuelle ou d'échelle locale, surtout liés aux activités socio-économiques rurales, sont en train de modifier et les bilans de l'eau et les ressources en eau aux échelles méso et régionales.

Du point de vue de l'aménagement et de l'utilisation de l'espace rural, l'expérience des recherches passées comme de celles acquises durant le programme AMMA dans

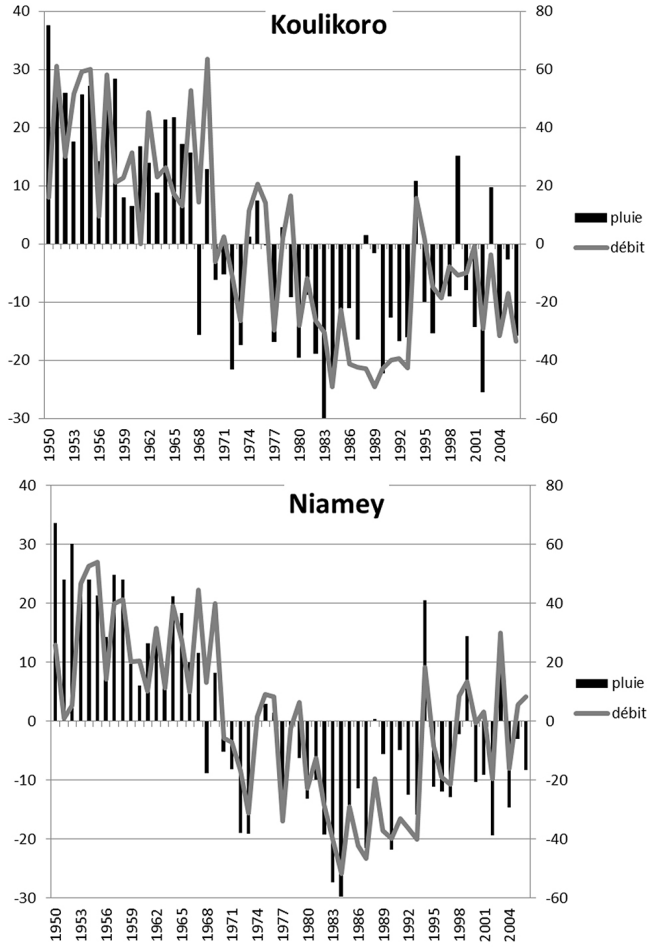


Figure 8 – Évolution comparée des indices des pluies et des indices de débits à Koulikoro et à Niamey (1950-2006)

la bande sahélienne conduisent à émettre l'hypothèse forte que les activités humaines conduites dans un bassin ont un impact sur le cycle de l'eau et le bilan dans ce bassin. En l'occurrence le signal anthropique dépasse le signal climatique pour entraîner le paradoxe du Sahel.

Cette opposition entre comportements des zones soudano-guinéennes et sahéliennes face à l'évolution des pluies n'apparaît toutefois pas lorsque l'on compare les indices de pluie et de débits entre les stations de Koulikoro (bassin 120 000 km^2, 100 % soudano-guinéenne) et Niamey (bassin 400 000 km^2 actifs), où les 2/3 de la superficie du bassin sont sahéliens (figure 8). En effet, les débits provenant des régions sahéliennes, même s'ils ont considérablement augmenté ces dernières années, restent très faibles en regard des volumes apportés par le Niger amont. Dans les deux cas, on constate, comme Olivry dès 2002, que la baisse des débits est deux fois plus prononcée que celle

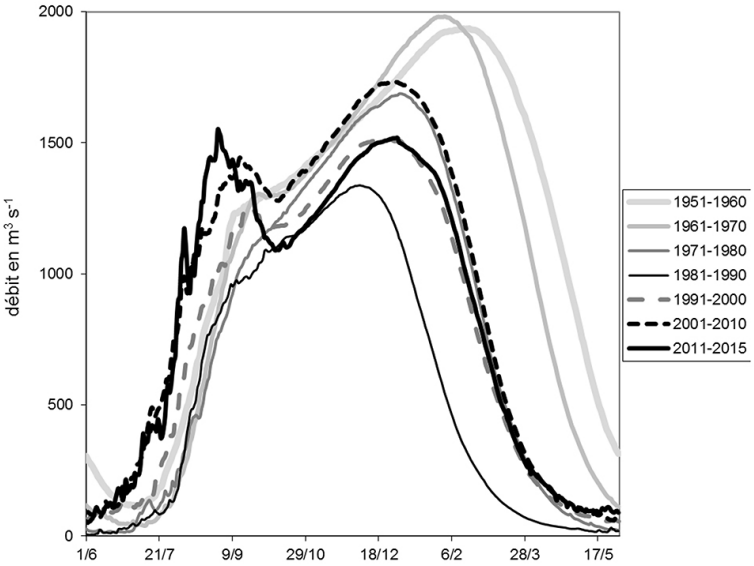


Figure 9 – Hydrogrammes décennaux du fleuve Niger à Niamey

des pluies, et ce aussi bien à Niamey qu'à Koulikoro. Une petite différence apparaît entre les deux graphes, c'est que la remontée des pluies et des débits après 1995 est un peu plus marquée à Niamey qu'à Koulikoro. Cela a été signalé depuis longtemps pour les pluies, qui ont augmenté plus tôt à l'est qu'à l'ouest du Sahel (Ali et Lebel, 2009).

La station hydrométrique de Niamey sur le fleuve Niger comporte l'énorme intérêt de présenter des données de bonne qualité depuis 1929, et depuis 1946 sans aucune interruption.

La figure 9 montre l'évolution des hydrogrammes décennaux de cette station depuis 1950. Le régime du fleuve Niger est monomodal dans son cours amont, comme celui des cours d'eau de toutes les zones tropicales où on observe une saison sèche et une saison des pluies. Par contre, en aval du DIN (Delta Intérieur du Niger) (figure 10), du fait du temps nécessaire pour la crue annuelle à franchir le DIN, elle arrive en aval après la saison des pluies, en début de saison sèche, et même un mois et demi ou deux mois après la fin de la mousson à Niamey (figure 9). Elle y est donc précédée par la crue dite « locale » provoquée par les apports des affluents sahéliens du Niger, qui se produit dès quelques semaines après le début de la mousson, et se termine progressivement après la fin des pluies entre septembre et novembre. Traditionnellement, la crue annuelle commençait fin juillet avec le regroupement des écoulements sahéliens ; cette première partie de la crue était individualisée par la couleur de l'eau, chargée des particules arrachées aux versants par le ruissellement, donnant une coloration rouge aux flots du fait de l'abondance des « latérites », en fait des sols ferralitiques tropicaux typiques de ces zones semi-arides ; vers mi-octobre ou début novembre sans que le niveau de l'eau ne baisse sensiblement, celle-ci devenait subitement claire et translucide, composée

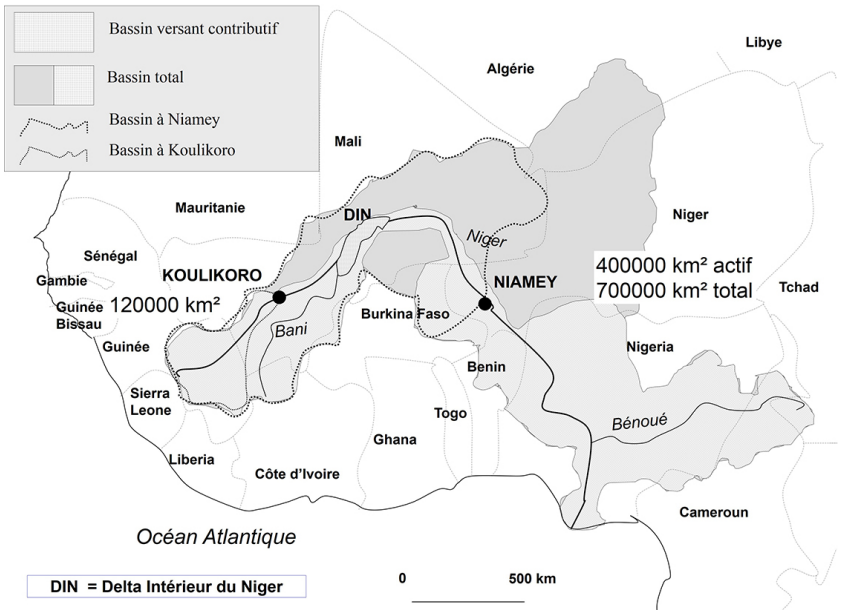


Figure 10 – Localisation et disposition du bassin du Niger en Afrique de l'Ouest

d'eaux provenant du haut bassin, essentiellement cristallin, bien moins chargées en sédiment et de plus filtrées par la longue traversée du Delta Intérieur du Niger (DIN), au profil extrêmement plat et aux grandes étendues envahies de végétation aquatique accélérant le dépôt des sédiments ; cette deuxième partie de la crue est appelée « crue noire ». Plusieurs points méritent d'être notés :

- Le raccourcissement de la crue, ou plutôt des crues, puisque les débits des mois de mars, avril et mai sont bien plus réduits que durant les décennies « humides » 1951-1970 ; or il s'agit de la fin de la saison sèche, et de la période la plus chaude de l'année, donc celle où la demande en eau est la plus importante.
- La crue noire, ou guinéenne, est bien plus faible après 1970, et est loin de récupérer, dans les décennies récentes, les volumes écoulés avant 1970 ; cela montre que les écoulements, dans le haut bassin sont loin d'avoir retrouvé leur niveau d'alors, alors que les pluies sont revenues à leur moyenne centennale ; et aussi que les multiples réservoirs qui composent l'hydrologie du Haut Niger n'ont pas fini leur remplissage post-sécheresse.
- À partir de la remontée des précipitations durant les années 1990, on constate que l'hydrogramme sépare de plus en plus distinctement les deux crues, la rouge sahélienne et la noire, guinéenne ; la dernière arrive toujours au même moment, mais la première s'achève de manière bien plus rapide qu'avant, traduisant la diminution de la capacité de rétention en eau des sols.
- Ce qui est confirmé par l'arrivée chaque fois plus précoce, surtout depuis 1990, de la première crue, locale (crue sahélienne) ; on constate qu'à Niamey celle-ci

arrive en moyenne au début de la dernière décade de juillet, alors qu'elle se produisait à la fin de la dernière décade d'août jusqu'à la décennie 1981-1990 ; en une trentaine d'année, la date d'occurrence de la crue rouge à Niamey s'est avancée de 35 jours. Cela traduit une concentration plus rapide des écoulements, elle-même fruit de la diminution de la capacité des sols et des bassins à retenir l'eau de pluie.

2 Une distribution zonale des comportements hydrologiques

Dans le bassin soudanien de l'Ouémé, plus au sud (Bénin), Kamagaté *et al.* (2007) ont montré que les débits de l'Ouémé et de ses affluents étaient principalement composés d'un flux rapide de type Hortonien puis d'un second flux retardé un court moment en sub-surface ; contrairement au schéma grossier décrit jusque là, il semblerait que ces bassins sud soudaniens n'ont clairement pas un comportement Cappusien (ou Hewlettien ; Cappus, 1960 ; Hewlett, 1961), comme cela a été décrit dans des bassins soudaniens pourtant plus septentrionaux (Mahé *et al.*, 2003 ; Descroix *et al.*, 2009), sur les affluents de droite du Niger venus du Liptako Gourma aux latitudes soudaniennes et des contreforts de l'Atakora (Mékrou, Tapoa, Diamangou, Goroubi). C'est surtout sur les affluents sahéliens venus aussi du socle granitique du Liptako Gourma (Sirba, Dargol, Gorouol) que l'on pensait trouver des bassins peu influencés par le passage de l'eau en sub-surface. Il est probable que les processus (de transformation des écoulements ralentis à de écoulements rapides) sont en plaine mutation et composent donc une dynamique spatio-temporelle très complexe. D'après Kamagaté *et al.* (2007) :

> « La combinaison de l'information apportée par la géophysique, l'hydrodynamique, la géochimie, permet de reconstituer un schéma cohérent des processus à l'échelle du bassin [fig. 11]. La nappe d'eau libre est dans tout le bassin, en position élevée par rapport au réseau hydrographique ».

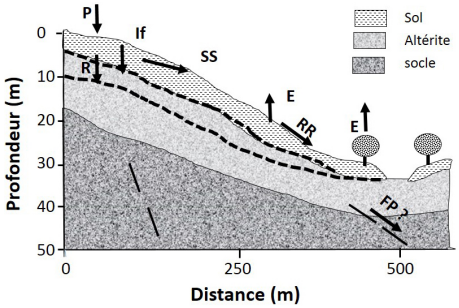


Figure 11 – Schéma conceptuel des flux hydrologiques à l'échelle du versant, fondé sur des suivis hydrologiques, géophysiques et géochimiques réalisés dans le basin de la Donga (Ouémé Supérieur). P = pluie ; E = évapo-transpiration ; If = infiltration ; R = recharge ; RR = écoulement rapide (de type Hortonien, et des zones saturées) ; SS = flux de subsurface ; Fp = flux profonds. Les lignes en tirets donnent le niveau minimal et maximal de la nappe saisonnière (Kamagaté *et al.*, 2007)

Et :

> « L'eau remplit le profil du versant dans une continuité hydraulique, comme l'a montré le suivi piézométrique. Le suivi géophysique a lui montré que les eaux souterraines remplissent différents réservoirs et poches, comme des lentilles de sable ou de limons argileux. Durant la saison des pluies, la nappe évolue dans tout le bassin, mais sans suivre une logique particulière ».

3 La sécheresse ne protège pas contre le risque d'inondations

On observe clairement une augmentation de l'occurrence des inondations en Afrique de l'Ouest ces dernières années (Tarhule, 2005 ; Tschakert *et al.*, 2010, Descroix *et al.*, 2018), ainsi que des dégâts qu'elles provoquant (Di Baldassare *et al.*, 2010, Aich *et al.*, 2016). Cela rend urgent de tenter de répondre à certaines questions concernant les interactions entre cycle de l'eau et les impacts des activités socio-économiques en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. Il faut dire qu'il y a eu de nombreux évènements marquants, surtout à partir de la deuxième moitie de la décennie 2001-2010.

Les inondations à la fin du mois d'août 2013, de Bamako puis, trois jours après, à Niamey, sont très différentes dans leur origine ; la première est indéniablement une crue « urbaine », la seconde est une crue d'origine « rurale ». Ces dernières sont en grande partie liées aux changements d'occupation des sols (Descroix *et al.*, 2012 ; Descroix *et al.*, 2013 ; Mamadou *et al.*, 2015) ; ainsi elles ont touché Niamey fin août 2013, pour la troisième fois en quatre saisons (août 2010, août 2012, août-septembre 2013) ; dans le cas des crues de 2010 et 2013, la pluviométrie était excédentaire mais pas exceptionnelle. Bien plus au nord, la ville d'Agadès avait subi, le 1er septembre 2009, une inondation liée à la rupture d'une digue protégeant la ville, et l'oued Teloua a envahi la ville, reprenant son cours naturel.

Cette nouvelle série de crues « rurales » avait commencé en 2007 avec les inondations qui avaient causé de gros dégâts en zone rurale au nord Ghana et Togo et sud du Burkina Faso (Tschakert *et al.*, 2010).

C'est par contre par l'inondation, deux mois avant le début de la mousson, de quartiers entiers de Niamey (le 28 avril 2004) qu'avait été initiée la série en cours des crues « urbaines ». Ce jour-là, plus de 130 mm étaient tombés en quelques heures sur les quartiers nord de Niamey, et les bas-fonds descendant vers le fleuve Niger avaient été littéralement balayés, comme ceux de Bamako le 30 août 2013 (voir chapitre 9). Puis, le 1er septembre 2009, c'est Ouagadougou qui été littéralement submergée par un épisode de temps de retour de 10 000 ans [Karambiri, 2009] ; ce jour-là certains quartiers ont reçu plus de 270 mm en une dizaine d'heures. En août 2013, la perturbation à l'origine de la crue urbaine à Bamako, a également causé des inondations sans précédent dans les zones basses du Sine et Saloum avec des cumuls de plus 300 mm en deux jours, alors que la capitale du Mali n'avait reçu que 85 mm de pluie.

Un évènement encore plus « urbain » a frappé les esprits dans la plus grande métropole du Sahel : l'inondation qu'ont subi les quartiers Nord de Dakar le 26 août 2012. L'épisode a été marqué par une très forte intensité, comme l'a noté Dacosta (2012),

puisque plus de 140 mm sont tombés en une cinquantaine de minutes à l'aéroport de Yoff. La hauteur précipitée totale en deux heures et demie est de 168 mm à cette station, ce qui en fait le deuxième plus fort cumul jamais enregistré à Dakar depuis 1896 (ouverture de la station), le record étant toujours détenu par une précipitation de 214 mm en 1932. La pluie a été inégalement répartie ; en effet les départements de Pikine et Guédiawaye dans la banlieue de Dakar n'ont enregistré que 40 et 39 mm respectivement (Diallo, 2013), le site IRD de Hann, 60 mm.

Les inondations récurrentes de la ville de Saint Louis relèvent plus de la gestion de bassin et de barrages et de la dynamique littorale ; elles ont pu entraîner en réaction un aménagement très controversé aux conséquences démultipliées (voir chapitre 9).

Conclusion

La simple classification du tableau 2 corrobore les conclusions de Mahé et Paturel (2009) :

> « L'effet conjoint du changement climatique et des activités humaines est responsable d'un accroissement des coefficients d'écoulement des cours d'eau de l'Afrique de l'Ouest sahélienne depuis les années 1970 en dépit du long déficit pluviométrique observé : les coefficients d'écoulement ont augmenté dans tous les bassins où la pluviométrie est inférieure à 750 mm, et les plus fortes valeurs sont observées dans les bassins les plus peuplés, où l'occupation des sols est dominée par les cultures ».

Ces auteurs sont les premiers à avoir mis en évidence cet accroissement des coefficients de ruissellement sur les bassins mauritaniens affluents du Sénégal.

La comparaison avec les bassins plus méridionaux (tableau 2, chapitre 1 ; figures 22 à 25, chapitre 2), montre que la baisse des écoulements est plus forte dans la zone soudanienne que dans la zone guinéenne ; on avait expliqué ce fait par l'extension géographique respective des zones au comportement hortonien ou cappusien (Descroix *et al.*, 2009 ; Amogu *et al.*, 2010).

Par ailleurs, en analysant les interactions entre eaux de surface et eaux souterraines, Mahé (2009) a souligné le rôle de la diminution de l'écoulement de base liée au déficit pluviométrique cumulé sur plusieurs années. Cet auteur a comparé un bassin essentiellement soudanien (le Bani, principal affluent du Niger en amont du DIN) avec un bassin complètement sahélien (le Nakambé, tributaire de la Volta), distinguant deux comportements hydrologiques cohérents avec la régionalisation que nous avions tentée la même année (Descroix *et al.* 2009 ; Amogu *et al.*, 2010). Ces deux cours d'eau figurent, tableau 1 dans les secteurs les plus distants ; le Bani est celui qui a connu la plus forte baisse de débits durant les années 1980 ; le Nakambé était alors le deuxième cours d'eau ayant eu la plus forte croissance de son coefficient d'écoulement. La conclusion de Mahé (2009) opposant des bassins sahéliens hortoniens d'une part, le rôle majeur (bien qu'en fort déclin au bout de 25 ans de déficit, les réservoirs s'étant quelque peu vidés.) de la capacité de rétention en eau des sols et des bassins dans les zones soudaniennes d'autre part, va dans le même sens que les conclusions

et régionalisations de nos travaux sur le Niger Moyen (Descroix *et al.*, 2009 ; Amogu *et al.*, 2010).

En résumé :

↪ On peut opposer d'une part les régions guinéennes et sud soudaniennes où la capacité de rétention en eau des sols est préservée et où la vidange des réservoirs naturels, étalée sur plusieurs années, a amorti, les premières années, les effets de la sécheresse, avec d'autre part, les régions sahéliennes et nord soudaniennes, où la sécheresse s'est traduite par une diminution drastique de la capacité des sols à retenir l'eau (du fait de la disparition de la biomasse).

↪ Les premières ont un comportement « cappusien » et ont vu leurs écoulements s'effondrer au bout de 5 à 10 ans de déficit pluviométrique, quand plus au nord, les bassins ont acquis un comportement de plus en plus hortonien, ce qui s'est traduit par une très forte augmentation des débits.