Chapitre 7

Des bassins versants en pleine croissance ?

L'expansion de l'exoréisme

« Le phénomène (la capture du Logone par la Bénoué) est apparu bien moins exceptionnel et étrange dès qu'il a été relié aux observations qui ont été effectuées depuis quelques années dans la zone aride tant en Afrique que sur d'autres continents et, en particulier, dans cette partie du Tchad et dans les plaines du Logone moyen. Nous voulons parler du mécanisme de formation de deltas intérieurs qui se produisent à des échelles variables dès que la puissance de transport des rivières devient insuffisante. »

(Rodier, 1967)

L'Afrique de l'Ouest a connu durant l'Holocène quelques modifications hydrographiques majeures, des réajustements de tracé de cours d'eau, des captures, liées à la fois à la grande platitude de la topographie et à la dureté de certains seuils. Les eaux divaguent dans de grandes zones humides continentales, et à la merci de la tectonique ou de la sédimentation, finissent par déborder par des passages qu'elles n'empruntaient pas avant. Ainsi le Haut fleuve Niger aurait été capturé par le bas fleuve Niger actuel, en fait un affluent de l'Azawagh qui drainait encore, au Boréal, une grande partie du versant ouest du massif de l'Aïr. Le Mouhoun a été capturé par les affluents de la Volta alors qu'il coulait auparavant vers le Nord-Ouest pour peut-être aller alimenter le Gorouol, affluent de droite sahélien du fleuve Niger. Et la Bénoué a peut être été formée par le passé par des eaux du Logone/ En effet, le Logone se déverse parfois partiellement dans le Toubouri qui est une espèce de canal sans pente bien définie communiquant avec le Mayo Kebbi, affluent de droite de la Haute Bénoué. En fait, topographiquement comme hydrologiquement, la capture existe pratiquement ; il existe une double communication entre l'amont du Logone et le Toubouri.

1 Des processus bien contemporains : défluviations et ruptures d'endoréismes

Mais sous nos yeux, captures et ruptures d'endoréisme, liées à la forte augmentation du ruissellement et de l'érosion hydrique causée par la disparition de la biomasse et la baisse de la capacité naturelle de rétention en eau des sols, modèlent en continu les bassins versants. Dans le bassin Moyen du Niger, elles expliquent l'accroissement

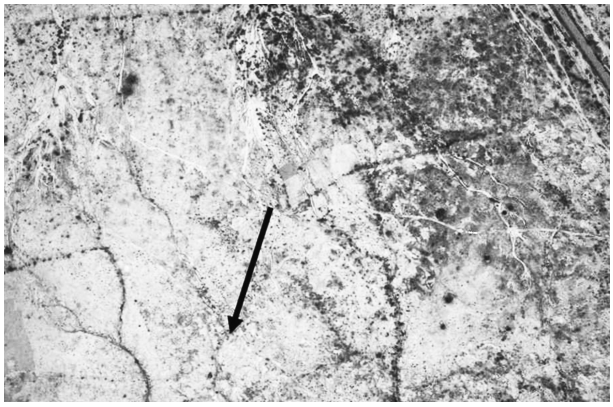


Figure 108 – Capture du kori de Wankama amont par le kori parallèle coulant au sud, au cours de la mousson 2006

sensible de la superficie du bassin contributif, c'est-à-dire celui qui est « exoréique » au détriment de la zone endoréique voisine. C'est un élément d'explication à l'accroissement des écoulements dans ce Moyen Bassin du fleuve Niger. On assiste en temps réel à des processus hydrographiques accélérés au Sahel, en lien avec le relief peu prononcé.

La planéité globale des versants, leur faible pente, conduit l'eau à hésiter fréquemment dans son chemin ; on peut le comprendre tant que les lits, faute d'écoulement concentré, ne sont pas incisés. Mais cela se produit encore avec des lits enfoncés de un ou deux mètres dans le versant, dans deux configurations :

1. À l'occasion de l'arrivée de l'eau dans un secteur où s'accumulent les sédiments du fait d'une diminution de la pente, ce qui est fréquent par exemple dans la vallée fossile du kori de Dantiandou à l'est de Niamey, où un replat armé par des ferralitisations (latérites) s'observe fréquemment à mi pente des longs versants reliant la corniche des plateaux cuirassés aux bas-fonds de plus en plus occupés par des mares, en lien avec l'accroissement des écoulements noté depuis quelques décennies ; l'eau parvenant dans ces dépôts peut finalement se déverser dans le bassin contigu du fait même de l'obstacle constitué par ces dépôts, comme cela s'est produit au milieu du bassin versant de Wankama (Ouest du Niger) en août 2006 (figure 108).

   La grande mobilisation des sédiments et leur dépôt dans des secteurs plats d'une topographie par ailleurs très peu marquée est à l'origine des processus fréquents de défluviations ainsi que des ruptures d'endoréisme.

   La défluviation produite en août 2006 sur la zone d'épandage de Wankama n'est qu'un exemple de l'extrême activité de la dynamique morphologique liée à l'explosion du ruissellement sur des sols très sableux du fait de l'extension de l'encroûtement. C'est l'accumulation des dépôts à mi versant qui a modifié le système de pentes (très faible) et causé le déversement du kori de Wankama amont dans son voisin du sud (figure 108).

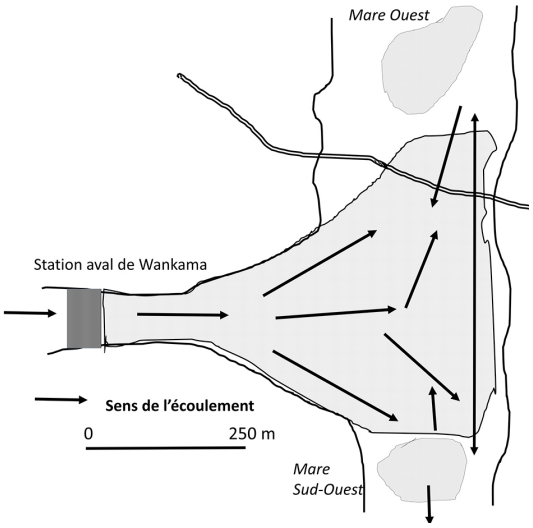


FIGURE 109 – Les mares de Wankama : Arrivée du kori de Wankama dans le kori principal de Dantiandou ; l'eau peut, au gré des atterrissements et du remplissage des mares, aller vers l'amont ou l'aval de la vallée fossile ; mais les deux mares finissent par communiquer si le remplissage de la dépression est complet (Mamadou, 2012)

Dans le bassin de Wankama (0,9 km^2), malgré la défluviation que l'on vient d'évoquer plus haut, l'écoulement est continu du haut en bas de la toposéquence ; la zone d'épandage qui occupe le replat (et qui est à l'origine de la défluviation) est parcourue d'un bras principal et de plusieurs diverticules qui se rejoignent à l'endroit où la pente redevient appréciable, même s'ils se déversent à présent dans un autre kori aval (figure 109).

2. Le rapide recul des ravines dont la tête remonte annuellement à un rythme décamétrique (Le Breton, 2012, voir plus bas) est l'autre occasion de défluviation, celui-ci pouvant être assimilé à une mini-capture.

   Toutefois, dans ce même bassin de Wankama, arrivée au fond de la vallée fossile, l'eau montre encore un signe d'hésitation lui aussi fréquent dans les vallées fossiles nombreuses au Sahel ; elle hésite entre deux mares et peut suivant les années « remonter » quelques centaines de mètres vers l'amont et vers le creux formé par la mare ouest (figures 109 et 110 ; Mamadou, 2012).

Comme on l'a évoqué plus haut, l'érosion hydrique a été renforcée par les années de sécheresse. En effet, d'une part la végétation se clairsème du fait de la sécheresse et de la surexploitation des brousses et des pâturages ; d'autre part, les sols s'indurent et s'encroûtent du fait de l'accélération des rotations dans un système agraire par définition extensif. Cet accroissement du ruissellement et de l'écoulement immédiat de type hortonien en lien avec la baisse de la capacité de rétention en eau provoque un ravinement accéléré ; on assiste fréquemment à la chute d'arbres dans les koris, comme s'apprête à le faire un *Balanites Aegyptiaca* dans le Sud-Ouest du Niger (figure 111).

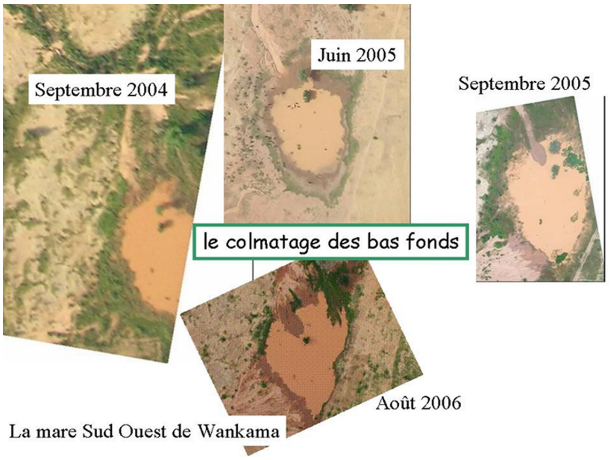


FIGURE 110 – Cône de déjection formé par le kori de Wankama dans la mare Sud-Ouest dans laquelle il se jette par épisodes



FIGURE 111 – Ravinement au bord d'une piste, probablement en lien avec celle-ci (impluvium accru, drain devenant ravine) ; on aperçoit l'encroûtement du sol au premier plan à gauche (route de Torodi à Kantchari)

Dans la région de Maradi, bien plus peuplée (densités rurales proches de 100 hab/km^2), Mamadou (2001) lie l'ensablement du lac Madarounfa situé dans le centre sud du Niger à une occupation agricole des terres à 100 %, laissant à nu les sols sableux éoliens. Une importante modification de l'écoulement du Goulbi de Maradi en est résulté, qui a été décrite par Mamadou (2012) (figure 112).

Ces défluviations peuvent aussi provenir, ces dernières décennies, de captures par recul de tête ; en effet, l'érosion linéaire s'est emparée de ces versants pourtant peu pentus à la faveur de la très forte augmentation des écoulements observée suite à la sécheresse et à la rapide dégradation de la végétation ; les têtes de ravines « remontent » de

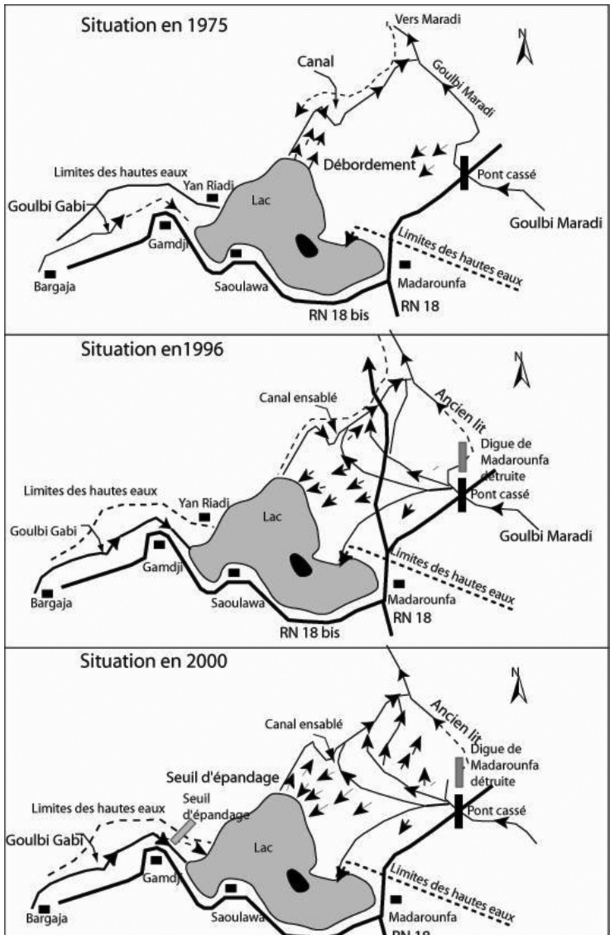


FIGURE 112 – Ensablement et changements du réseau hydrographique sur les 30 dernières années dans la région du lac de Madarounfa, liés à l'accélération de l'érosion hydrique. (Mamadou, 2001, *in* Mamadou, 2012)

plusieurs dizaines de mètres par an sur les versants, encaissées de plusieurs dizaines de centimètres (jusqu'à 2 m, localement plus), et parviennent alors à recouper d'autres koris et ainsi les capturer, modifiant encore lignes de partage des eaux et impluviums.

Mais une partie des eaux d'écoulement peut provenir des plateaux latéritiques. Ceux-ci, originellement recouverts par la brousse tigrée, ont été l'objet d'un fort recul de celle-ci. En effet, par définition, ces plateaux sont armés par des cuirasses ferrugineuses de plusieurs dizaines de cm, très résistantes à l'érosion. Les sols y sont squelettiques, et dépassent rarement 20 cm d'épaisseur ; ils sont très argileux et leur surface est souvent coiffée d'une croûte d'érosion favorisant le ruissellement.

La formation végétale « brousse tigrée » est surprenante pour qui connaît les caractéristiques climatiques sahéliennes et la rigueur édaphique de ces plateaux latéritiques.

Elle est constituée d'une alternance de bandes nues et boisées, dont la disposition rappelle la fourrure d'un grand fauve :

- La bande de végétation est très touffue et dense (une densité que l'on ne retrouve que bien plus au sud, au contact des zones soudaniennes et guinéennes, où la pluviométrie est d'environ 1500 mm par an). Elle est composée principalement de combrétacées (*Combretum micrantum*, *Combretum glutinosum*) et de *Boscia sp.* Cette bande végétalisée peut avoir 20 ou 30 m de large et semble se déplacer vers l'amont (les plateaux sont très plans et plats, mais ont néanmoins une pente), où la végétation est significativement plus verte et dynamique que sur le flanc aval où elle semble dépérir. Mais cette migration est difficile à prouver tant les caractéristiques des sols sous la bande boisée et sous la bande nue sont différentes.
- Une bande nue de 80 à 120 m de large où il est fréquent qu'il n'y ait pas du tout de végétation herbacée ou graminée. La surface en est glacée et si elle est recouverte de graviers, ceux-ci sont enchâssés dans la matrice de la croûte superficielle, la consolidant et n'y autorisant pas l'infiltration de l'eau ; celle-ci ruisselle donc très majoritairement.

Le fonctionnement habituel de la brousse tigrée (Galle *et al.*, 1999) est effectivement lié à la topographie. La bande végétalisée est alimentée en eau, non seulement par la pluie qu'elle reçoit directement (entre 300 et 700 mm dans sa zone d'extension), mais aussi par l'essentiel de l'eau tombée sur la bande de sol nu, qui ruisselle en nappe jusqu'à la bande végétalisée qui l'absorbe complètement. Cette végétation touffue permet l'installation d'un système racinaire qui traverse la cuirasse, de même que les réseaux de conduits creusés par les termites, qui vont chercher eau et nutriments dans et sous la cuirasse. Ainsi, malgré la faible épaisseur du sol, toute l'eau ruisselée sur la bande nue est absorbée par la bande végétalisée, qui constitue une des zones traditionnelles d'infiltration profonde, avec les bas-fonds, des espaces sahéliens. Ceci a pu être démontré sur les plateaux dominants Banizoumbou au Niger Occidental (Descroix *et al.*, 2012a).

Les profils de teneur en eau (figure 113) réalisés à travers la brousse tigrée montrent que les zones de sol nu amont et aval sont pratiquement imperméables (aucune variation de la teneur en eau durant la saison des pluies), alors que la teneur en eau augmente très sensiblement pendant l'hivernage sous la bande végétalisée, montrant l'importance de l'infiltration (jusqu'à plus de 6 m de profondeur, donc sous la carapace latéritique puisque celle-ci est traversée de -0,4 à 4,5 m de profondeur. Cette observation a été confirmée sept années de suite (2004 à 2010 inclus sur 5 profils sous brousse, et 5 profils sous sol nu). Une observation avait par ailleurs été faite au moment du creusement des puits (12 m de profondeur) destinés à recevoir les mesures de sondes à neutrons : les trous sous la bande de brousse ont été bien plus difficiles à forer, nécessitant 4 à 5 fois plus de temps, que ceux situés sous sol nu, sans qu'aucune explication n'ait été trouvée à ce phénomène. Par ailleurs, aucun ruissellement n'a jamais été observé durant la période active du programme AMMA (2004-2008) sur aucune zone de brousse tigrée encore intègre et en bon état de conservation : il est

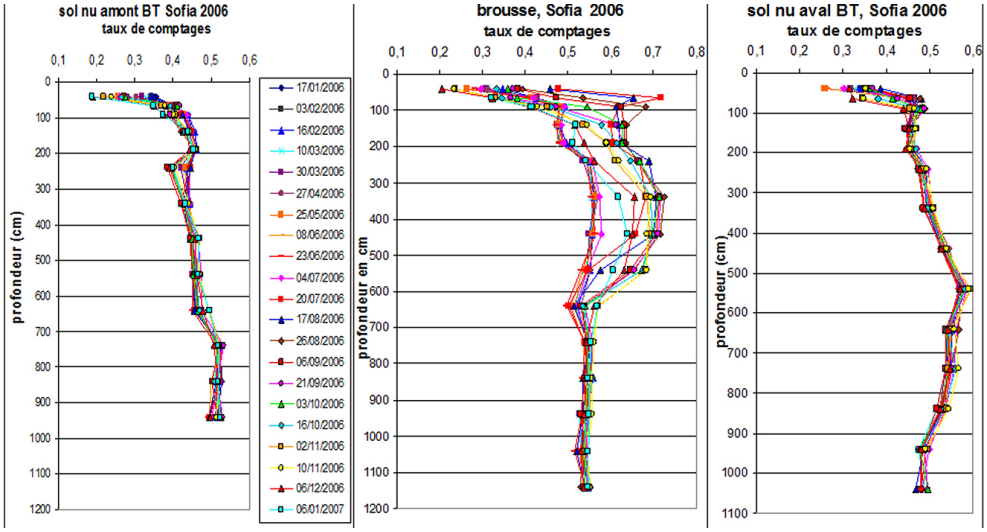


Figure 113 – Profils de teneur en eau du sol (en fait comptages neutroniques utilisés comme proxy) à travers une bande de brousse tigrée

connu que ces zones infiltrent toute l'eau qui y parvient, ne laissant aucun écoulement vers l'aval d'une bande de brousse tigrée (Galle *et al.*, 1999).

La brousse tigrée fait transition, au sud comme au nord, vers d'autres formes de végétation contractée, plus touffue au sud (brousse tachetée) et bien plus clairsemée au nord où les bandes végétalisées deviennent de simples massifs allongés constitués de formations de plus en plus réduites et adaptées au cumul des sécheresses climatique et édaphique.

Or, depuis quelques décennies, la brousse tigrée est en effet menacée ; du fait des sols maigres qui la recouvrent, elle renferme peu de réserves hydriques. La succession d'années sèches observées à partir de 1968 a causé la disparition directe d'un grand nombre de bandes végétalisées, surtout au nord de sa zone de prédilection (Souley Yéro, 2012 ; Descroix *et al.*, 2012b). La hausse de la demande en bois domestique, parallèle à celle de la population, a considérablement accentué ce recul de la brousse tigrée, en particulier autour des grandes villes.

Ceci a déstabilisé l'écosystème « brousse tigrée » (figures 114 et 115) et son « autonomie hydrologique ». Les bandes végétalisées absorbaient traditionnellement (par infiltration temporaire puis évapotranspiration, plus une part d'infiltration profonde) toute l'eau précipitée sur les plateaux. Dès lors que ces bandes boisées reculent sensiblement, l'eau n'est plus intégralement absorbée, l'écoulement en nappe arrive à contourner les bandes de végétation réduites, voire à les traverser, et finissent par arriver en bordure des plateaux, où l'essentiel de cette eau ruisselle sur l'affleurement ferrugineux imperméable. De ce fait, depuis quelques décennies, de l'eau est fournie aux versants et aux jupes sableuses par apport venu des plateaux. Ceci contribue à l'augmentation des écoulements observée sur les versants eux-mêmes, liée là aussi aux



Figure 114 – Bande de sol nu et au fond bande végétalisée de la brousse tigrée ; Sofia Bangou, près de Banizoumbou, ouest du Niger



Figure 115 – Brousse tigrée dégradée sur la rive droite du Niger en face de Niamey

changements d'occupation des sols, principalement l'encroûtement des sols cultivés induit par le raccourcissement des jachères et l'accélération des rotations, qui diminuent la fertilité des sols, obligeant encore les paysans à déboiser, à raccourcir encore les jachères, pour produire les grains dont ils ont besoin pour nourrir des familles de plus en plus grandes et de plus en plus nombreuses (Le Breton, 2012 ; Mamadou, 2012 ; Descroix *et al.*, 2013).

Plus au nord, un même type d'évolution est observée ; dans le Gourma malien, où la pluviométrie n'est que de 250 à 300 mm par an, les zones de socle et de plateaux, couvrant 25 à 35 % de la superficie totale, montraient des sols très minces et fragiles, recouverts d'une végétation ligneuse basse de type steppique et de graminées et herbacées ; cette végétation a beaucoup souffert de la sécheresse, bien plus que celle des zones basses ou de sols profonds, qui, elles, possédaient des réserves hydriques. Sa disparition a entraîné l'érosion des sols pauvres. De ce fait, le retour d'une pluviométrie un peu plus favorable depuis le milieu des années 1990 ne permet pas la réinstallation d'une végétation ligneuse, empêchée de pousser par l'absence de sol lié au départ de

ses particules fines. Cela se traduit par un fort ruissellement et on observe un fort gonflement des mares (Gardelle *et al.*, 2010). Par contre, les bas-fonds font l'objet d'une reconquête ligneuse rapide, seulement gênée par l'extension envahissante de ces mares.

2 Les ruptures d'endoréisme et l'expansion de l'exoréisme

Ce qui a le plus modifié la topographie ces dernières décennies au Sahel relève du même type de dynamique fluviale que les changements de cours du Niger depuis le début du Quaternaire mais à une toute autre échelle spatio-temporelle. On constate, dans le bassin du Niger Moyen et surtout dans les environs de Niamey, une dynamique accélérée de la limite entre endoréisme et exoréisme. Celle-ci est en effet, traditionnellement dans cette région, assez proche du contact socle/bassin sédimentaire, qu'emprunte régionalement grosso modo, la vallée du Niger (voir figures 4 et 42).

Or, sans que cela ait été encore décrit et recensé, de nombreuses mares proches du fleuve, sur ses deux rives, ont disparu ces dernières décennies, pour laisser la place à des « néo-koris » souvent très encaissés dans des gorges sableuses à l'évidence creusées dans des cordons dunaires ou placages sableux recouvrant les formations géologiques en place (granite sur la rive occidentale, terrains sédimentaires du Continental Terminal sur la rive orientale du fleuve Niger) (Mamadou, 2012 ; Mamadou *et al.*, 2015). La figure 116 montre les « ruptures d'endoréisme observées ou supposées dans la région proche de Niamey. La figure 117 montre l'extension de la superficie du bassin-versant du Niger Moyen ces dernières décennies du fait des « ruptures d'endoréisme », uniquement pour la région étudiée, celle de Niamey, probablement la plus touchée par ce type de processus, car celle où la biomasse est la plus surexploitée, pour les besoins en bois et en fourrage de la ville.

La diminution drastique de la biomasse observée depuis le début de la sécheresse, et attribuée au cumul des effets de celle-ci et de la pression démographique (Descroix *et al.*, 2012 ; Souley Yéro, 2012, etc.) a entraîné une forte augmentation des écoulements en dépit de la baisse des précipitations observée après 1968 (voir chapitre 3, le « paradoxe du Sahel »). Ceci a été exacerbé aux approches de la ville de Niamey par la surexploitation des ressources végétales liée à la demande urbaine en bois domestique et en fourrage pour les animaux urbains et péri- urbains. La concurrence pour l'espace entre cultivateurs et éleveurs est exagérée aux abords de la capitale du fait de la présence de troupeaux en attente de commercialisation sur le marché en l'absence de magasins et de transports frigorifiques.

La disparition des mares situées aux abords de la vallée du Niger est directement liée à cet accroissement des ruissellements ; ces mares ont débordé du fait des surplus d'eau accumulés, et ont rompu les cordons dunaires ou les massifs sableux qui les séparaient du fleuve. Cela a créé de nouvelles vallées très encaissées et aux bords francs, profondes de quelques mètres à localement 10 ou 20 mètres en pente assez raides et permettant un transit rapide des eaux d'écoulement vers le fleuve. Au niveau sédimentaire, cette dynamique a eu un effet drastique, créant de grands lits sableux larges et encaissés eux-mêmes dans le sable, qui se prolongent par des cônes de déjection énormes dans le lit du fleuve, accélérant sa sédimentation, la remontée de son fond et l'apparition de

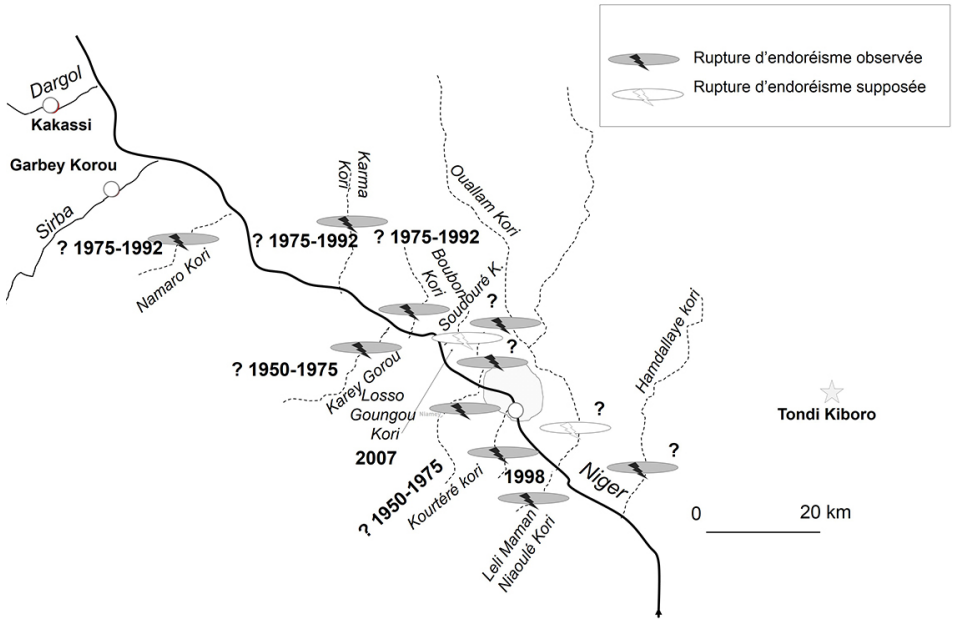


Figure 116 – Localisation des principales ruptures d'endoréisme observées ou supposées

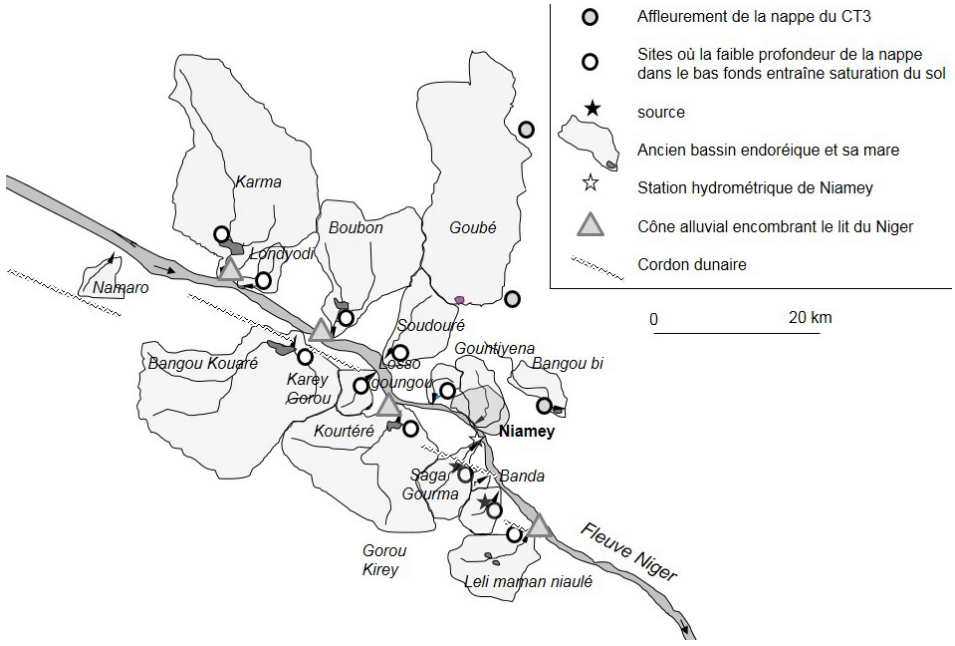


Figure 117 – Superficie gagnée ces dernières décennies par l'impluvium du bassin du Niger dans la région de Niamey

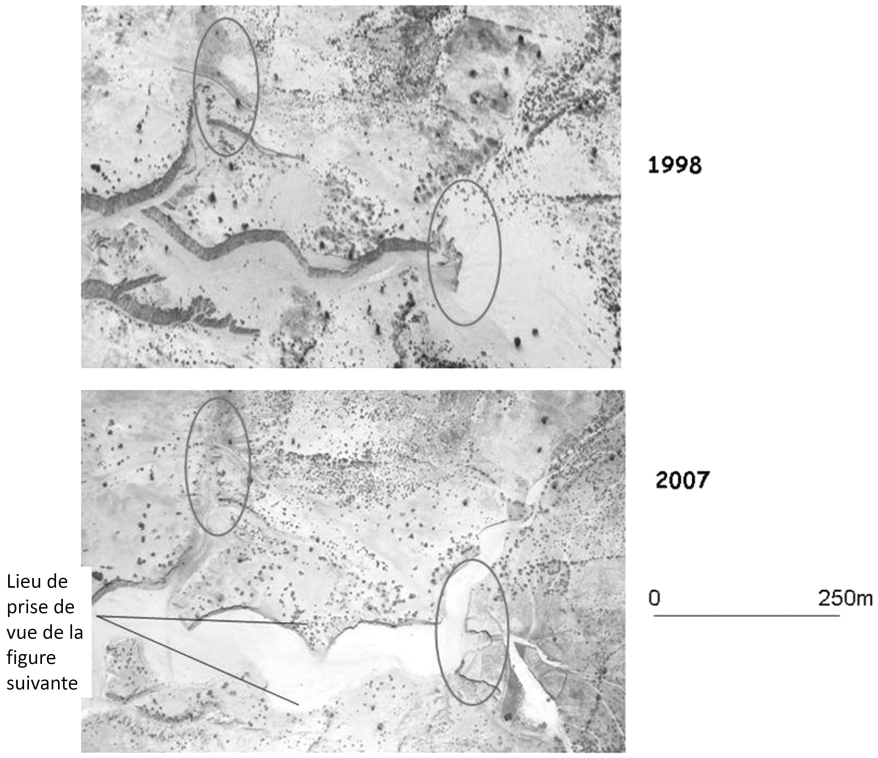


Figure 118 – Évolution du nouveau kori Léli Maman Niaoulé entre son apparition en 1998 (haut) et 2007. Les deux ellipses simulent l'emplacement des mares qui ont débordé en 1998



Figure 119 – Nouvelle vallée du kori de Léli Maman Niaoulé, vue de l'aval (lieu de prise de vue indiqué sur la figure antérieure)

nombreux bancs de sable dans le lit du fleuve, ce qui entrave la circulation et accroît le risque d'inondation, le chenal ayant vu sa section mouillée diminuer sensiblement par endroits (voir à la fin de ce chapitre le rôle de l'ensablement). Les figures 118 et 119 montrent les conséquences de la rupture du cordon dunaire à Leli Maman Niaoulé début septembre 1998, avec l'apparition d'un nouveau kori affluent du Niger : vu de haut en 1998 et en 2007 (figure 118) et vu du fond du nouveau kori, bien élargi en 2007, mais dont les bords restent vifs (figure 119).

La faible profondeur de la nappe phréatique (voir figure 42) a pu accélérer le processus en provoquant une saturation des bas-fonds et des processus hewlettiens associés, entraînant une forte augmentation des coefficients d'écoulement. De fait, on note en plus une augmentation croissante du niveau du toit de cette nappe depuis 4 ou 5 décennies (Desconnets, 1994, Desconnets *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 1997 ; Favreau *et al.*, 2005, Leblanc *et al.*, 2008), hausse liée elle-même à l'accroissement des écoulements ; comme on l'a observé, l'augmentation des flux de surface conduit, dans le bassin sédimentaire des Iullemeden, où la plupart des bassins sont endoréiques, à un accroissement du nombre, de la taille et de la durée des mares ; comme les mares sont les principaux points de recharge de la nappe (Leblanc *et al.*, 2008), on observe une remontée du niveau de cette nappe (de 4 m environ en une quarantaine d'années, mais sur un rythme croissant, la tendance depuis les années 2000 étant un accroissement de 20 ou 30 cm par an. Ceci a causé l'apparition des zones complètement saturées, particulièrement dans les bas-fonds.

À proximité du fleuve Niger, la nappe est donc sub-affleurante ; ceci est mis en évidence par :

- l'apparition récente des mares liées à l'affleurement de la nappe (bangou bi = mares noires, par opposition aux bangou kirey = mares rouges liées à l'écoulement ;
- la présence de sources dans au moins deux vallées en rive droite du fleuve Niger proches de Niamey.

On peut donc supposer que dans des secteurs croissants autour de la vallée du Niger Moyen, la nappe est devenue si proche de la surface que le sable en fond de vallée est fréquemment ou en permanence saturé, acquérant une dynamique de type hewlettien, formant des zones saturées contributives à l'écoulement (voir chapitre 2).

Chinen (1999) a démontré l'importance des effets anthropiques dans la dynamique érosive et alluvionnaire sévère que connaissent les petits koris exoréiques de la région de Niamey, en particulier les bassins périurbains de Kourtéré (figure 120) et de Saga Gourma 10 km sur la route de Say au sud de Niamey. Chinen (1999) montre que l'anthropisation poussée dans quelques petits bassins versants périurbains dans le secteur de Niamey, entre 1975 et 1985 a conduit au développement des ravines sur les versants sableux et à l'ensablement du fleuve Niger. D'après Chinen, en 1973, le kori Kourtéré était endoréique (figure 120). Actuellement il constitue un des plus grands koris exoréiques charriant eau et sédiment dans la région de Niamey. Il forme un grand cône d'épandage à sa confluence avec le fleuve Niger (voir ci-dessous).

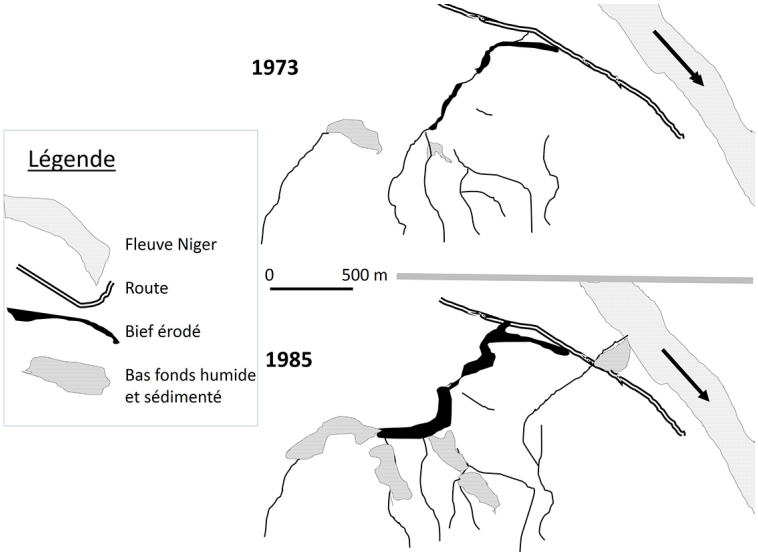


Figure 120 – Accélération du ravinement des versants et de l'ensablement des bas fonds entre 1973 et 1985 sur la rive droite du fleuve Niger dans la région de Niamey (d'après Chinen, 1999)

3 L'ensablement du lit du Niger

« En effet, ce même genre d'apports sableux contribue, dans la zone exoréique proche du fleuve Niger, à l'ensablement du lit de celui-ci ; ainsi le kori de Kourtéré a construit un immense cône de déjection de plusieurs centaines d'hectares au cours du seul évènement très intense du 1er septembre 1998 au cours duquel des précipitations supérieures à 100 mm ont été enregistrées sur les bassins entourant Niamey (rive droite essentiellement) (figures 121, 122 et 123). De l'autre côté du fleuve, en rive gauche, le kori de Boubon a connu une forte dégradation de ses sols et de sa couverture végétale ce qui a contribué à lui donner un caractère torrentiel, comme à plusieurs de ses voisins, et à construire un cône de plusieurs dizaines d'hectares en quelques années » (Mamadou, 2012).

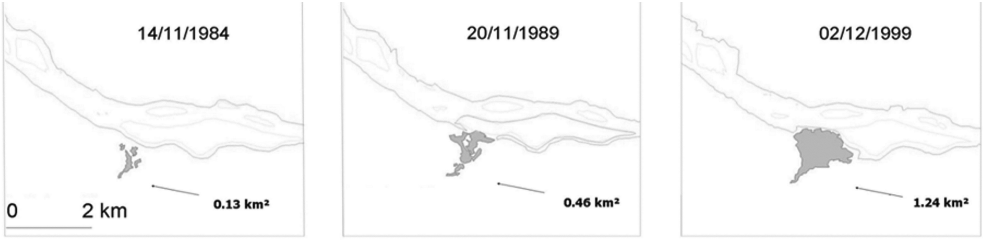


Figure 121 – Évolution du cône de déjection du kori de Kourtéré en amont immédiat de Niamey, rive droite du fleuve Niger, apparu à partir de la crue de 1998 (Amogu, 2009)

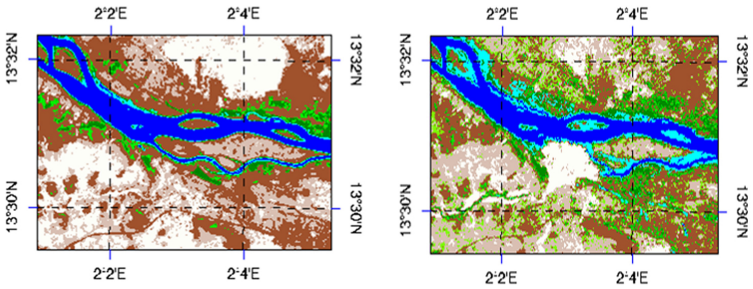


Figure 122 – Confluent du Kourtéré en 1984 (à gauche) et en 1999 (à droite) juste après l'apparition du cône de déjection (Amogu, 2009)



Figure 123 – Cône de déjection du kori de Kourtéré en amont immédiat de Niamey, rive droite du fleuve Niger, apparu à partir de la crue de 1998 (photo Emmanuèle Gautier, 2007)

La figure 121 réalisée à partir d'images satellitaires (figure 122), montre bien comment le cône a envahi le lit principal du fleuve Niger. Celui-ci est déporté sur sa gauche, mais surtout, son lit est réduit, ce qui facilite le débordement des eaux en cas de crue ; c'est ce qu'il s'est produit à deux reprises durant la mousson 2010, où le fleuve a dépassé par deux fois son plus haut niveau jamais atteint durant l'hivernage (Descroix *et al.*, 2012b).

Conclusion

Le Sahel et tout particulièrement dans la région de Niamey (au sens large voir les cartes du chapitre 4) a connu une forte dynamique paysagère en un demi-siècle ; celle-ci ne s'est pas partout traduite par une dégradation des sols. Et parfois, un début de dégradation a donné lieu a une réaction des sociétés rurales, qui ont de suite œuvré pour limiter cette dégradation en modifiant (dans le sens d'une intensification à base d'utilisation de la main d'œuvre), aménageant un paysage dense et construit, avec beaucoup d'arbres et d'arbustes, des ressources diversifiées, un soin plus grand

apporté à des parcelles plus petites et non intégralement défrichées, de manière à limiter érosion éolienne et hydrique et contrecarrer ainsi la désertification menaçante ; ce type de processus vertueux a été très bien décrit au Niger (Luxereau et Roussel, 1997).

Mais de nombreux espaces ont vu leurs sols s'encroûter (chapitres 3, 4 et 5), provoquant un accroissement notoire des écoulements, des transports solides, de la sédimentation dans les bas-fonds. Cet encroûtement est probablement la cause première et surtout la principale manifestation de la « désertification » (et aussi du paradoxe du Sahel, voir chapitre 3). C'est la perte de la capacité de rétention en eau des sols qui réduit la productivité des éco-systèmes, donc la biomasse et en retour, accélère l'imperméabilisation des surfaces. Ce cercle « vicieux » est relativement facile à rompre, avec des pratiques et techniques le plus souvent issues des savoirs locaux, mais demandant de la main d'œuvre.

C'est le recours à ces pratiques, leur généralisation dans les secteurs connaissant une forte croissance démographique, qui permet de rompre le cycle de dégradation tel que celui qu'on peut observer dans les alentours de Niamey où la hausse du ruissellement ces dernières années est à l'origine d'un quadruplement des débits des affluents de rive droite du fleuve Niger. L'infiltration de l'eau au moment de l'épisode pluvieux permet d'accroître la capacité de rétention en eau des sols, donc de limiter les risques hydriques, en réduisant les pics de crue et en soutenant les étiages : c'est la condition pour limiter les excès auxquels se livre l'eau sur des surfaces devenues trop ruisselantes du fait du recul de la végétation, et du maintien de pratiques de l'agriculture extensive dans un contexte d'intensification des activités rurales (agro-sylvo-pastorales).

En résumé :

- ↪ Malgré le reverdissement général décrit du Sahel, on note de grandes étendues de sol encroûté ou dégradé, sur lesquelles ruissellement et érosion hydrique sont très forts, entraînant une dynamique du réseau hydrographique, des captures et des ruptures...
- ↪ Depuis quelques décennies, on note plusieurs types de processus et de dynamiques hydrographiques assez soudains et d'échelle locale ; ils contribuent à l'accroissement des écoulements observé depuis le début de la sécheresse (1968-1995) en zone sahélienne.

Encart 4 – Le climat à l'Holocène (extrait de Dardel, 2014)

Durant l'Holocène (les 10 000 dernières années) les conditions ont été beaucoup plus favorables et le Sahara a connu une « période verte » où le climat était bien plus humide qu'aujourd'hui. Cela s'explique principalement par le renforcement de la saisonnalité du forçage radiatif solaire dû à l'augmentation de l'angle d'inclinaison de la Terre autour de son axe. Ce renforcement a connu un maximum aux environs de 11 000 ans avant notre ère. En réponse à ces changements de saisonnalité, l'amplitude thermique entre océan et continent augmente alors significativement (l'océan ayant une plus grande inertie thermique que le continent, et une redistribution par la circulation océanique) ce qui crée un fort gradient de température et donc un renforcement du système de mousson (Braconnot *et al.*, 1999 ; Joussaume *et al.*, 1999 ; Zhao *et al.* 2005b ; Braconnot *et al.*, 2007). Entre -10000 et -5000 ans (la première moitié de l'Holocène), la mousson africaine était donc beaucoup plus forte qu'aujourd'hui et le climat au Sahel et au Sahara beaucoup plus humide (Jolly *et al.*, 1998). De nombreuses preuves de cette période existent, comme par exemple des oasis fossiles. Après -5000 ans, le système de mousson s'est affaibli et a mené vers une aridification du Sahel et du Sahara (Jolly *et al.*, 1998 ; Brooks, 2004). La nature de ce changement n'est pas bien connue aujourd'hui. Certains auteurs penchent pour un affaiblissement abrupt du système de mousson, d'autres pour un changement beaucoup plus progressif (Kropelin *et al.*, 2008a ; Kropelin *et al.*, 2008b). Durant les 2-3 derniers millénaires, par manque de données, les fluctuations des précipitations en Afrique subsaharienne n'ont pas pu être reconstruites. À l'échelle de l'Holocène il apparaît donc que les précipitations dans la région saharienne et Subsaharienne ont connu des fluctuations importantes à l'échelle de plusieurs millénaires, tout en tendant vers une aridification progressive sur le long-terme (Vernet, 2002).

Encart 5 – Le Delta Intérieur du Niger (DIN)

Une zone humide unique...

Le DIN, ou cuvette intérieure du Niger (localisation figure 124), est une des plus grandes zones humides continentales d'Afrique, la principale d'Afrique de l'Ouest. Plus qu'à la cuvette endoréique du Lac Tchad, qui comporte un vrai lac pérenne (qui a ses fluctuations inter décennales, et vit en ce moment une phase de « petit lac Tchad »), il faut le comparer à deux autres grandes cuvettes d'Afrique de l'Est, le marais du Sudd, et d'Afrique australe, celle de l'Okavango.

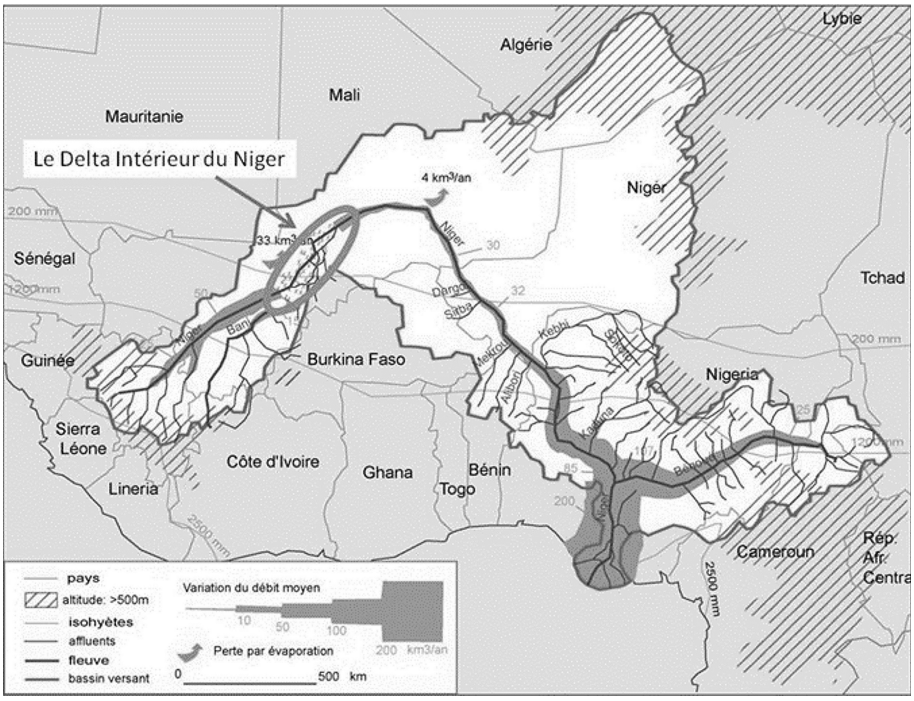


FIGURE 124 – Localisation du DIN (débits et pertes par évaporation du fleuve) d'après Olivry, 2002

Les eaux du fleuve Niger, comme ailleurs celles du Nil Blanc ou de l'Okavango, se perdent en grande partie dans cette cuvette qu'elles s'épuisent à franchir, en plusieurs mois.

> « Le survol, fin décembre, de la partie centrale de la cuvette entre Ségou et Diré, permet d'embrasser l'immense volume d'eau emmagasiné dont une bonne partie se perdra. Suivant l'abondance hydrologique de l'année, 15 à 35 milliards de m^3 s'étalent irrégulièrement sur une

> vaste étendue de plus de 80 000 km² » (Brunet Moret *et al.*, 1986). Le fonctionnement de ce delta intérieur a récemment été modélisé par Fleischmann et al. (2018), qui insiste sur les rétroactions entre l'inondation du delta et l'infiltration.
>
> « Bras principaux, émissaires, chapelets de mares, grands lacs, s'étendent à perte de vue. Seuls apparaissent émergés des lambeaux clairs ou gravillonneux, de basses collines dunaires fixées, les étroits bourrelets riverains, les « toguérés » habités, et les immenses bourgoutières (plaines inondées profondément, couvertes de graminées aquatiques bien caractéristiques de la région lacustre). Cette vaste étendue miroitante, ridée seulement par l'Harmattan parfois violent, paraît calme et tranquille ».

De Mopti à Niafounké, sur 230 km, la pente moyenne est inférieure à 2 cm/km. De Niafounké à Diré elle est inférieure à 1 cm/km.

Une évaporation de 15 mm par jour s'exerçant sur ce vaste plan d'eau explique l'essentiel des pertes globales annuelles sur l'ensemble de la cuvette, qui sont comprises entre 25 et 55 milliards de m^3/an suivant l'abondance de l'année (voir carte). « La Cuvette Intérieure est donc une des machines évaporatoires continentales les plus puissantes du monde ». (Brunet Moret *et al.*, 1986). (Petite incohérence dans les propos de cet auteur car son estimation d'ETR est supérieure au débit estimé juste au dessus...)

> « Les villages situés sur les toguérés, buttes sans doute artificielles formées par l'empilement successif de ruines des villages, émergent faiblement des hautes eaux. Ils se concentrent le long des bras importants ». En amont du lac Debo, qui est situé à peu près au centre du Delta, « il n'existe plus en fait un seul bras privilégié plus important que les autres. Le fleuve se partage en plusieurs cours sinueux, tantôt bien calibrés, tantôt se perdant dans les bourgoutières, débouchant en fouillis dans le lac Debo, de part et d'autre du Airé Kadied (baptisé rocher Marie-Thérèse par René Caillé lors de son voyage à Tombouctou). Cette arrivée dans le Debo, et surtout les méandres invraisemblables qui la précèdent, laissent un curieux souvenir. Le bateau évolue en rasant les bourgous dans un chenal étroit, semblant tourner autour du mont Airé Soroba (mont St-Charles) émergeant violemment de 70 m au dessus de l'immense plaine verte. L'amas rocailleux du rocher Marie Thérèse attire tous les regards, lorsque soudain c'est le débouché dans le Débo, puis la grande étendue d'eau libre, verte à l'ouest en direction des bourgoutières de Ouallado, et jaune claire à l'est vers la bordure dunaire du mont Gourao dominant le lac ». « Les dunes apparaissent pour la première fois et le paysage du Debo marque un net changement dans l'allure et la couleur du paysage. La végétation aquatique reste la même mais avec

plus d'ampleur dans l'étendue ; enfin sur les dunes apparaissent, en plus des épineux rabougris, quelques peuplements de palmiers fourchus » (Brunet Moret *et al.*, 1986).

... fragilisée par la sécheresse

« Il apparaît que le fonctionnement hydrologique du delta intérieur du Niger n'a pas changé malgré ces vingt années de sécheresse. Pendant les années de crue basse, la crue inonde très peu et l'eau reste dans le lit mineur, les lacs périphériques ne sont pas alimentés : on est en phase de seuil minimum (tel 1984). Pour les années de crue moyenne (comme 1992), la crue contribue à l'inondation des plaines par phénomène de débordements successifs de seuils après sortie du lit mineur. Pour les années humides (à partir de 1994), les seuils maximums sont à nouveau dépassés, les lacs périphériques se trouvent largement alimentés en eau par la crue et forment des zones évaporatoires supplémentaires (de grande étendue du fait de leur déclivité extrêmement faible). On note aussi que les pertes en eau par infiltration ne sont alors plus négligeables » (Orange *et al.*, 2002).

« La superficie inondée chaque année est environ de 20 000 km^2, se répartissant entre 14 000 km^2 pour la cuvette sud, 3 000 km^2 pour la cuvette nord et 3 000 km^2 pour les lacs périphériques. La superficie inondée dans la cuvette nord ne s'est réduite que de moitié lors de l'année la plus sèche en 1984, elle fut réduite des 5/6 dans la cuvette sud cette année-là, soit seulement 3600 km^2. Quand on sait que la productivité de ce milieu inondable est directement proportionnelle à la superficie inondée, ces chiffres montrent d'eux-mêmes toute la précarité des systèmes d'exploitation du delta intérieur du Niger. Une augmentation de 60 cm du niveau du pic de crue lu à Mopti entraîne une augmentation d'environ un tiers de la superficie inondée, soit en moyenne 5 000 km^2 de plus. Aussi les surfaces inondées annuellement ont varié dans un rapport de 1 à 5 depuis 1950. Cette étude confirme donc que la gestion de la ressource en eau à l'échelle de la région naturelle du delta intérieur du Niger passe obligatoirement par une connaissance de la dynamique spatio¬ temporelle de l'inondation de cet écosystème sahélien en fonction d'une prévision à partir des apports amont » (Orange *et al.*, 2002).