

Chapitre I.

Introduction générale

I. 1. Problématique

Le réchauffement global observé depuis la fin du 19^{ème} siècle, lié à la pression anthropique croissante et à l'augmentation des gaz à effet de serre en particulier, a entraîné une augmentation de la température moyenne de la surface de la terre de 1 °C (IPCC, 2001). Cette élévation de la température moyenne qui pourrait atteindre 2 à 6 °C à l'horizon 2100 (IPCC, 2001), a eu, entre autres, pour conséquences, une remontée du niveau de la mer par dilatation thermique des océans et la fonte des calottes glacières (IPCC, 2007). Dans cette évolution climatique, une des plus grandes incertitudes reste encore le rôle des aérosols notamment terrigènes, émis par l'érosion éolienne des sols qui constituent 40 % de leur masse totale (IPCC, 2007). Ces aérosols sont en effet des poussières terrigènes de taille inférieure à 100 µm et transportées en suspension. Les principales sources d'aérosols terrigènes sont les zones désertiques et semi-arides qui couvrent près de 30% de la surface de la planète. Les estimations globales des quantités d'aérosols terrigènes ainsi injectées dans l'atmosphère varient entre 1000 et 3000 millions de tonnes par an (Andreae, 1996 ; Zender *et al.*, 2004 ; Goudie, 2008), dont plus de la moitié est attribuée au Nord de l'Afrique (Ginoux *et al.*, 2001). Le rôle de l'Afrique du Nord (Sahara - Sahel) dans les émissions d'aérosols désertiques apparaît ainsi prépondérant. Les énormes quantités d'aérosols désertiques qui sont ainsi transportées à partir des zones sources du Nord de l'Afrique vers l'océan Atlantique, peuvent voyager plusieurs jours et se retrouver jusqu'aux Caraïbes (Prospero et Ness, 1977). Au cours de ce transport, les aérosols désertiques agissent d'une part sur le climat et d'autre part sur les cycles géochimiques aussi bien au niveau des zones sources que des zones de dépôt (marines ou terrestres).

Au niveau des zones sources, l'érosion éolienne est le principal moteur de l'émission des aérosols terrigènes. Cette érosion est un phénomène initialement naturel résultant surtout de l'effet combiné du climat et de l'état de la surface du sol (structure et texture de la couche

superficielle du sol, éléments de rugosité...). Elle se produit essentiellement dans les régions où le vent est suffisamment fort et le sol est nu, sec et émié (Nickling, 1994). C'est donc dans les régions hyper-arides, arides et semi-arides que l'érosion éolienne est la plus active. Géographiquement, ces zones arides se situent principalement aux environs de 30° de latitude, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud, tandis que le Sahel est par essence semi-aride.

Dans les environnements arides désertiques où le vent est le principal facteur de redistribution des sédiments, les processus éoliens (érosion, transport des particules par le vent et leur dépôt subséquent) prévalent du fait du très faible couvert végétal lié à une très faible pluviométrie (Goudie et Middleton, 2001). Dans les régions semi-arides, cependant, les changements climatiques et la forte pression anthropique exercée sur les ressources en sols représentent des facteurs modificateurs (Janicot, 1996 ; Le Treut, 2003) et amplificateurs de la susceptibilité des sols à l'érosion éolienne (Lavauden, 1927 ; Osborn, 1948 ; Le Houérou, 1993 ; Le Flo'h, 1996 ; Katyal et Vlek, 2000). Il ressort donc que cette érosion est à la fois une conséquence de la dégradation de l'environnement et un des processus majeurs de la désertification (Mainguet and Chemin, 1991).

Des impacts néfastes liés à l'érosion éolienne dans les zones semi désertiques sont souvent enregistrés : le déchaussement de la végétation et l'appauvrissement en nutriments des sols conduisant à la réduction de leur fertilité et de leur productivité. En effet, les sols sableux sur lesquels repose la production du mil, principale culture de la région sahélienne, sont particulièrement sensibles à l'érosion éolienne. Celle-ci, par processus sélectif, affecte spécifiquement l'horizon de surface et conduit à l'exportation des fines particules du sol où l'essentiel des réserves en nutriments pour les plantes est stocké (Rajot, 2001). Sur le long terme, la perte de ces particules riches en nutriments réduit la productivité des sols et leur capacité de rétention d'eau par la dégradation de leur structure de surface (Biielders *et al.*, 2002 ; Visser *et al.*, 2005a). A titre d'exemple, des calculs de flux de nutriments dans une parcelle ont montré une perte totale de 57.1 et 6.1 kg.ha⁻¹ respectivement de potassium et de phosphore au cours de deux événements érosifs seulement : ce qui équivaut approximativement à la quantité de potassium et phosphore nécessaire pour produire 2600 kg.ha⁻¹ de matière sèche de mil, dont 600 kg.ha⁻¹ de grain (Sterk et Stein, 1997).

La mobilisation des sables par l'érosion éolienne génère aussi des problèmes d'ensablement des infrastructures routières, hydrauliques et même des villages. Cette érosion conduit par ailleurs à la détérioration des conditions de vie et des ressources des populations accélérant et aggravant ainsi les problèmes de pauvreté (Cornet, 2002). En effet, les poussières en

suspension sont une menace reconnue pour la santé au Sahel parce qu'elles créent les conditions favorables à la propagation d'épidémies de la méningite cérébro-spinale (Sultan, 2005) d'une part et d'autre part, elles peuvent pénétrer profondément dans les voies respiratoires. Ainsi, des études épidémiologiques à grande échelle indiquent que les éléments traces (As, Hg, Cd et Fe) contenus dans les poussières terrigènes seraient impliqués dans des maladies chroniques (Lamaison, 2006). Par ailleurs, des mesures aérobiologiques ont montré que les poussières désertiques contiennent une part non négligeable d'agents allergènes comme le pollen (Sudesh *et al.*, 2007) et pathogènes tels que des bactéries et des champignons (Taylor, 2002; Yeo and Kim, 2002 ; Wu *et al.*, 2004). D'une manière générale, la baisse de visibilité liée aux tempêtes de poussières peut avoir aussi des implications dramatiques sur les transports aériens (Ganor, 1994).

Dans les zones de dépôt, les aérosols terrigènes jouent cependant un rôle important dans leur écologie. En effet, sur certaines surfaces océaniques l'apport d'éléments nutritifs (P, N, Fe, ...) aurait un rôle non négligeable sur le développement de l'activité biologique (Duce *et al.*, 1991 ; Bergametti *et al.*, 1992). Sur les continents, Swap *et al.*, (1992) indiquaient par exemple que la principale source de minéraux et de nutriments du bassin amazonien sont les poussières africaines estimées à 13 millions de tonnes par an. Par ailleurs, les loess, sols réputés pour être les plus fertiles de la terre (Pye, 1984), sont issus du piégeage efficace des aérosols par la végétation le long de certaines franges péri-désertiques (Coudé-Gaussen, 1984).

Dans la région spécifique du Sahel, les fortes pressions anthropiques induites par une forte croissance démographique et ayant eu de graves inconvénients sur le milieu sont en passe de devenir le principal facteur de l'érosion éolienne. En effet, à l'image de toute l'Afrique de l'Ouest, les pays du Sahel sont des zones à taux de natalité et d'accroissement très élevés (3 %). Dans ces pays, l'augmentation de la population totale a été en moyenne de 273 % en 37 ans (1960 – 1997), soit une des croissances démographiques les plus élevées au monde (Ozer, 2001). Les prévisions effectuées ont par ailleurs montré que la population d'Afrique de l'Ouest atteindrait plus de 450 millions en 2030, soit plus de dix fois son effectif de 1930 (figure 1.1). Sur cette même période, il faudrait s'attendre à un accroissement des populations urbaine et rurale respectivement de plus de cent et de quatre fois. Le Niger, avec le taux de fécondité le plus élevé au monde, 7,5 enfants par femme, a vu sa population doubler tous les 20 ans. Cette population qui a été multipliée par dix au cours du dernier siècle passant de 1,075 millions en 1905 à 10,790 d'habitants en 2001 et dont les indicateurs s'accordent sur une multiplication par 5, soit 50 millions, à l'horizon 2050, est très majoritairement rurale. En effet, quatre personnes sur cinq appartiennent au monde rural et 80 % de la population active

s'adonnent à l'agriculture et l'élevage (Guengant et Banoin, 2003). Cet accroissement démographique a façonné la structure de l'espace rural sahélien et nigérien en particulier. En effet, pour répondre aux besoins en nourriture d'une population de plus en plus nombreuse, on a assisté à une extension des surfaces cultivées. Au Niger, où les pratiques culturelles restent fondamentalement manuelles et font encore largement appel à la mise en jachère périodique des champs pour la restauration de la fertilité, les surfaces cultivées ont été multipliées par 5 entre 1950 et 2000 (figure 1.2, Guengant et Banoin, 2003). A titre d'exemple, dans le village de Banizoumbou (13°54'N ; 2°66'E) au Sud-Ouest du Niger, en l'espace d'un demi-siècle, les surfaces cultivées sont passées de 12 à 71 % de la surface du terroir, occupant aujourd'hui la quasi-totalité des sols cultivables (Loireau *et al.*, 2000). Par ailleurs, il a été dénombré que, pour des besoins de nourriture et de bois de chauffe, 200 000 ha de couvert ligneux disparaissaient chaque année au Niger alors que les efforts de reboisement n'atteignaient que 5 000 ha (CEDEAO / CILSS, 1999). Cette extension des surfaces cultivées s'est alors faite au détriment des surfaces arborées naturelles et des jachères. La conversion de savanes en terres de culture, le raccourcissement de la durée de jachère, la baisse de fertilité des sols cultivés et le surpâturage sont en effet des facteurs qui concourent à la diminution de la couverture végétale voire à la dénudation totale des sols. Un autre facteur des plus importants est la surexploitation de la végétation ligneuse : selon la FAO (1998), la consommation de bois aurait augmenté de 275 % entre 1960 et 1997 dans les pays sahéliens. Cette surexploitation des ressources végétales a sans doute favorisé la dégradation du milieu.

La pression anthropique agit de plus en synergie avec les facteurs climatiques sur la dégradation des environnements sahéliens. En effet, au cours du siècle passé, le Sahel a connu l'un des changements climatiques les plus spectaculaires au monde : il est passé d'un Sahel humide dans les années 1930 – 1968 à un Sahel relativement sec dans les années 1968 – 2000. Les déficits pluviométriques se sont manifestés par des sécheresses qui ont été particulièrement sévères au cours des années 1970 et 1980. Ces sécheresses se sont traduites notamment par la mort de milliers d'Hommes, de millions d'animaux ainsi que par une importante dégradation environnementale : les arbres et arbustes morts sur pied se sont comptés par millions durant les périodes de graves déficits pluviométriques (Nations Unies, 1997 ; Chamard et Courel, 1999 ; Cornet, 2002).

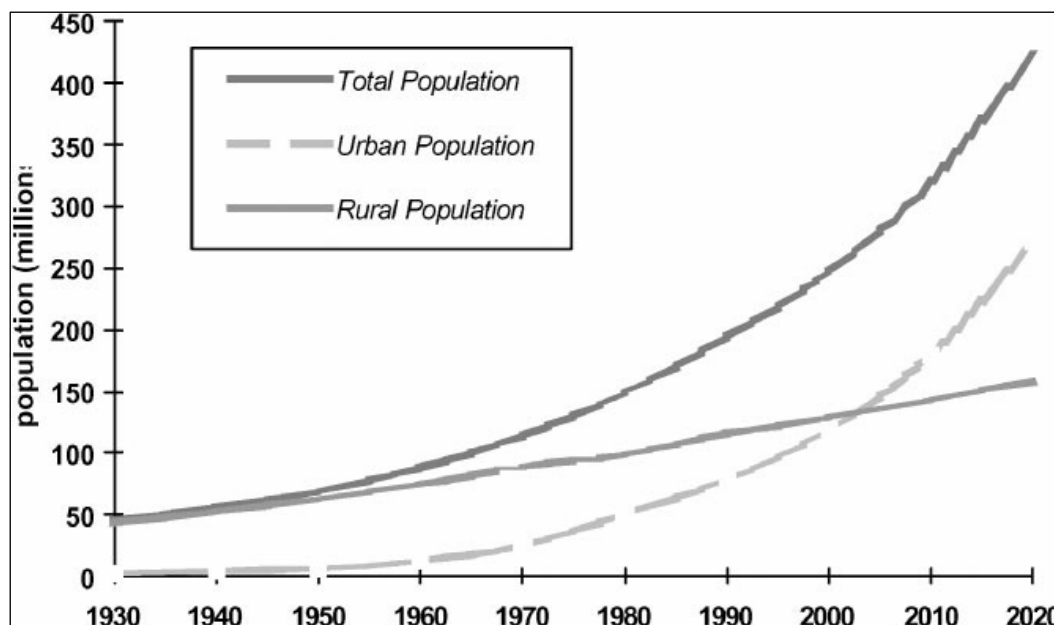


Figure 1.1 : Évolution de la population de l'Afrique de l'Ouest depuis 1930 et sa probable évolution jusqu'en 2020 (Cour, 2001)

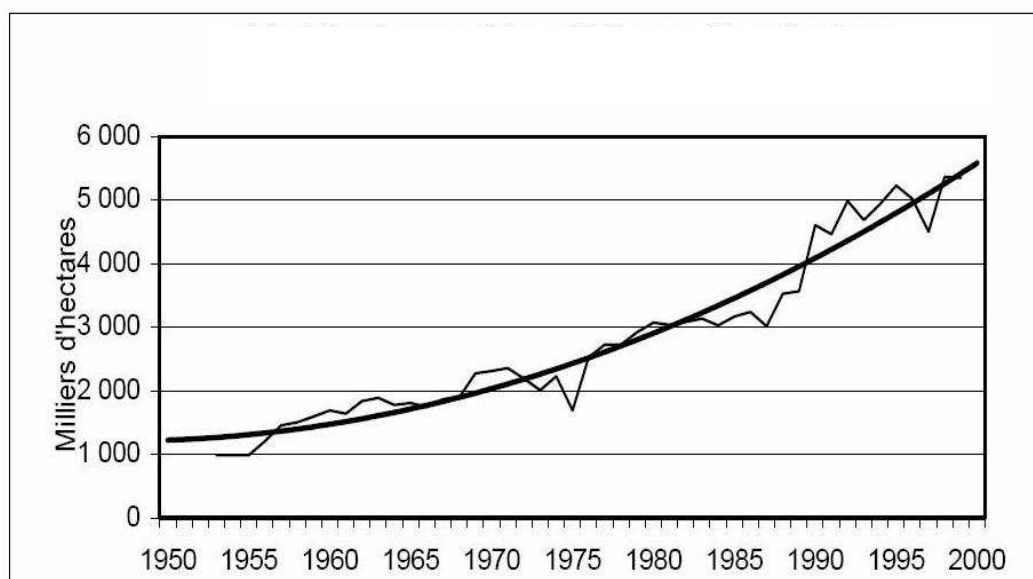


Figure 1.2 : Évolution des surfaces cultivées en mil au Niger (Guengant et Banoïn, 2003)

La forte pression anthropique, exercée sur les ressources en sol et la végétation ligneuse, combinée à la dégradation climatique et aux sécheresses du Sahel ont eu des conséquences sur la remobilisation des particules à la fois par les érosions hydrique et éolienne. Le sujet de cette thèse concerne plus précisément l'érosion des sols sableux cultivés de la région de Niamey et les objectifs visés sont doubles :

1) quantifier les flux de sédiments éoliens actuels dans les zones cultivées à partir de mesures de terrain précises et continues sur plusieurs années afin de comprendre les facteurs qui contrôlent ces flux,

2) Caractériser la dynamique sédimentaire actuelle et récente dans les lacs de la région de Niamey. Cette étude s'est faite essentiellement à partir d'analyse de données iconographiques et d'enquêtes de terrain, d'une part, et d'étude de sédiments piégés dans des lacs de la région de Niamey, d'autre part.

Le premier objectif a déjà fait l'objet de plusieurs recherches au Niger depuis une dizaine d'années, mais le second était plutôt prospectif. Ces deux objectifs visent, à terme, à répondre à des problématiques plus appliquées telles que : i) tester la durabilité des techniques culturales actuelles et proposer éventuellement une gestion améliorée des champs prenant pleinement en compte l'érosion éolienne, ii) quantifier la part des apports éoliens dans le comblement des retenues d'eau artificielles et justifier la mise en place de méthodes de lutte contre ce type d'érosion. Ils permettent d'un point de vue plus fondamental d'apporter des éléments de compréhension de l'évolution du milieu dans le contexte actuel de changement climatique et d'augmentation de la pression anthropique.

I. 2. Cadre physique

I. 2. 1. Situation géographique

L'étude a été conduite à l'intérieur du degré carré de Niamey au SW du Niger, centré autour de 13,5°N - 2,5°E (figure 1.3). Deux principaux sites ont été instrumentés :

- le site de Banizoumbou (13,54° N; 2,66° E) situé à 70 km à l'Est de Niamey est installé sur le super site AMMA où des parcelles ont été équipées depuis 2005 pour des mesures de l'érosion éolienne (figure 1.4),

- le second site est situé à Saga Gorou (13,51° N – 2,21° E), un village satellite de Niamey situé à 15 km à l'Est du centre ville. Sur ce complexe limnique de Saga Gorou, l'étude a concerné les bassins versants de deux lacs, Bangou Bi qui signifie « lac noir » en Zarma, la langue locale, et Bangou Kirey qui signifie « lac rouge ». Ces lacs qui couvrent respectivement 0,06 km² et 0,40 km², font partie d'un chapelet de mares et lacs situés dans le kori de Ouallam, un affluent fossile du fleuve Niger (voir figures 1.5 a, b). Ces lacs sont devenus permanents depuis le début des années soixante en raison de la remontée de la nappe phréatique (Leduc *et al.*, 2001).

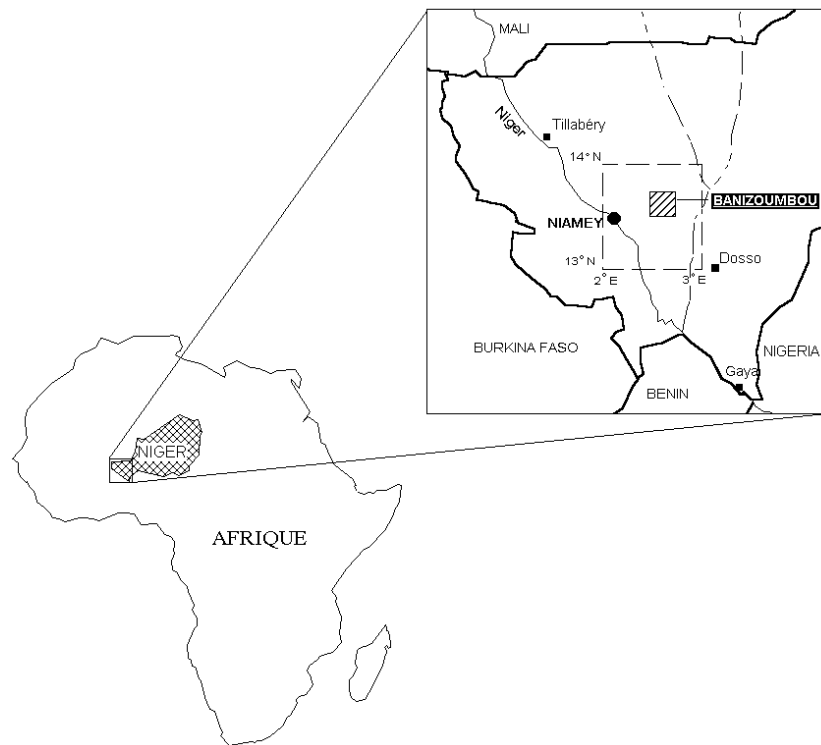


Figure 1.3 : Localisation de la zone d'étude

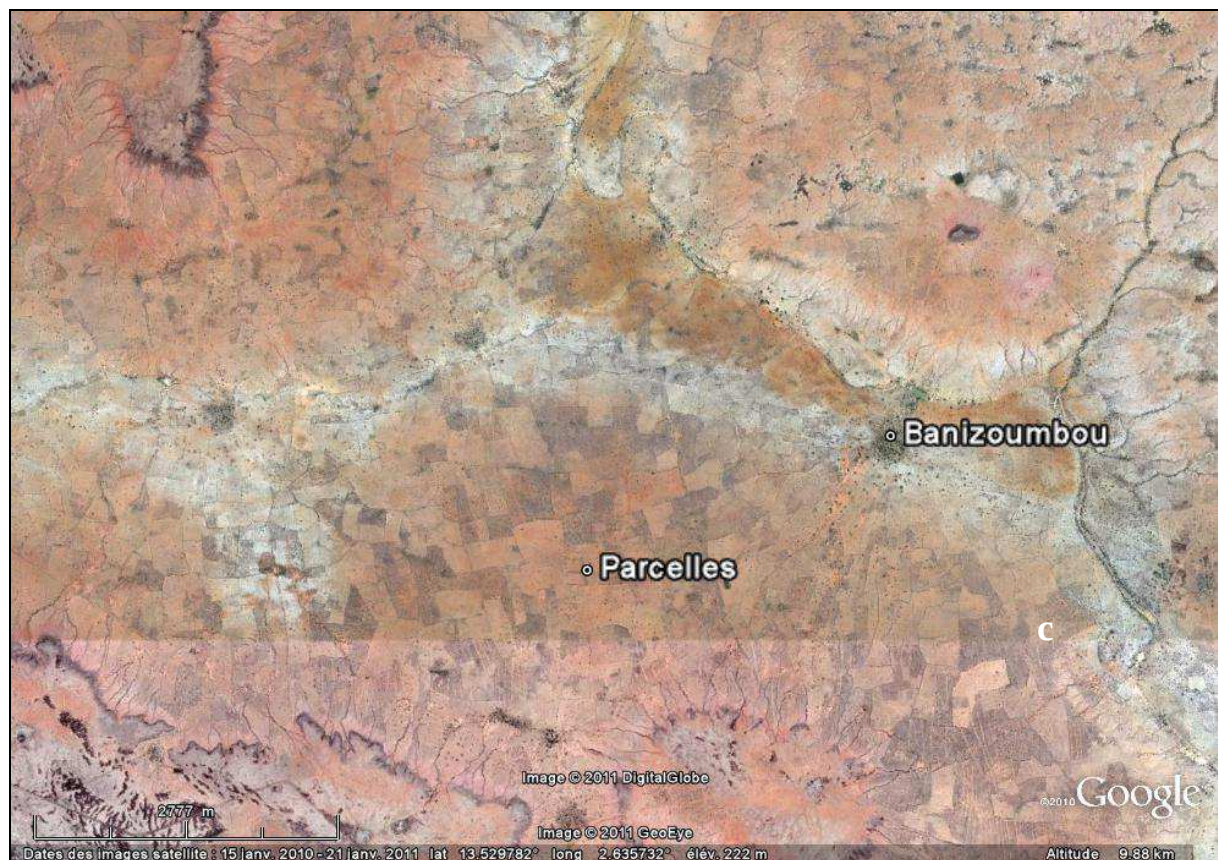


Figure 1.4 : Parcelles de mesures de l'érosion éolienne sur l'épandage sableux de Banizoumbou

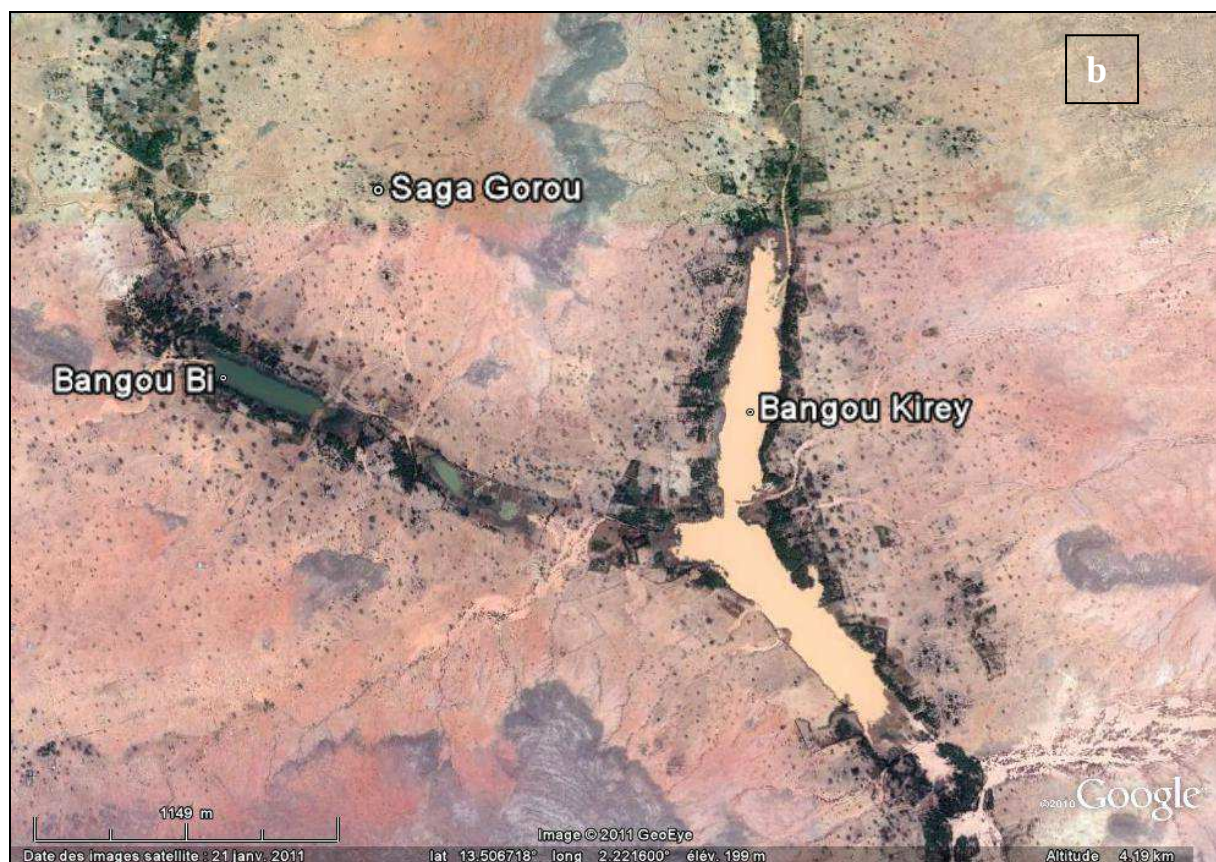


Figure 1.5 : Vues du site de Saga Gorou : a) chapelet de mares et lacs du kori Ouallam avec b) une vue plus détaillée de Bangou Kirey et Bangou Bi

I. 2. 2. Géologie, géomorphologie et sols

Le degré carré de Niamey appartient principalement au Liptako – Gourma à l'Ouest et à la bordure SW du bassin des Iullemeden, à l'Est. Ces entités géologiques sont toutes deux entaillées et grossièrement séparées par le fleuve Niger dans la région de Niamey (figure 1.6a).

Le socle du Liptako Gourma correspond à l'extrémité sud-est du craton ouest-africain. Il a été édifié au cours de l'orogénèse éburnéenne. Il est constitué de batholites granitiques d'âge Birimien (environ 2,2 Ga) organisés en une alternance de plutons granitoïdiques et de ceintures de roches vertes dont celles de Diagorou-Darbani (Soumaïla, 2000) et de la Sirba (Ama-Salah, 1991). Plusieurs épisodes magmatiques et structuraux ont déformé ce socle au cours de plusieurs phases éburnéennes (Vicat *et al.*, 1994 ; Willems *et al.*, 1996).

Par ailleurs, des vestiges d'une série de couverture sédimentaire faiblement plissée et supposée d'âge protérozoïque supérieur sont connus le long du fleuve Niger (Reichert, 1972 ; Machens, 1973). Il s'agit notamment des grès-quartzites, bien présents au Sud du degré carré, dans le parc du W par exemple, dont quelques reliques sont exploitées en carrière au nord de Niamey. Durant le Paléogène, le socle a subi une profonde altération ayant produit des dépôts quartzo-kaoliniques dépassant par endroit 100 m d'épaisseur (Lang *et al.*, 1990).

Le bassin des Iullemeden est limité par les massifs cristallins du Liptako Gourma, de l'Aïr, du Hoggar, du Damagaram-Mounio et du Nigeria. Il est constitué par une alternance de dépôts marins puis continentaux mis en place au cours des différents épisodes transgressifs et régressifs qui ont jalonné son histoire géologique. Trois principales formations sédimentaires ont été identifiées dans ce bassin. Il s'agit des plus anciennes au plus récentes : du Continental Intercalaire, du Continental Hamadien et du Continental Terminal (figure 1.6 a). Ce dernier qui affleure dans la partie occidentale du bassin des Iullemeden (figure 1.6b) couvrant la région de Niamey repose en discordance majeure sur le socle cristallin du Liptako. L'âge de la base de cette formation (CT1) a été notamment étudié par :

- Dubois (1979), par des considérations biostratigraphiques et géodynamiques, a proposé de faire appartenir le CT1, formation de base du Continental Terminal, à l'Eocène moyen voire supérieur.
- Boudouresque et al (1982) ont pu montrer que l'ensemble était post-Eocène moyen et anté-Pléistocène.

- Par comparaison avec d'autres régions d'Afrique de l'Ouest, Lang et al (1982) supposent que l'Oligocène correspond au moins en partie à une lacune de dépôts et que l'existence de dépôts éocènes supérieurs reste possible.

Les roches sédimentaires du Continental Terminal sont constituées de grés, sables, pélites, silts et argiles fluvio-lacustres. L'ensemble de la série sédimentaire est marqué d'une part par l'abondance d'oxyde de fer, formant les dépôts sidérolithiques qui correspondent à des niveaux de faible énergie (étendues fluvio-palustres) où les oxydes se retrouvent surtout sous forme de concrétions oolithiques imprégnant les argiles ou cimentant les sables, et d'autre part, par la présence de matière organique, provenant de la végétation qui couvrait les parties exondées du bassin et qui se retrouve sous forme de débris de lignite (Greigert, 1966).

Les passées d'oolithes ferrugineuses sont donc nombreuses dans le Continental Terminal. Ces niveaux ferrugineux sous-tendent certains replats morphologiques (Machens, 1973 ; Dubois *et al.*, 1984) et jouent un rôle majeur dans l'évolution morphologique des paysages. En effet, ces dépôts tendent à s'indurer très fortement lorsqu'ils deviennent affleurant à la faveur de l'érosion. Ainsi, un même niveau peut être meuble ou induré et riche en fer, et plus ou moins siliceux selon qu'il est ou non recouvert de sédiment (Machens, 1973). En effet, à la suite de cette sédimentation détritique, un vaste glacis s'est installé au début du Pliocène, créant au toit des différentes formations une surface d'aplanissement cuirassée. Vers la fin du Pliocène, des mouvements épirogéniques qui se sont poursuivis au Pléistocène, ont induit une importante reprise de l'érosion qui a entaillé profondément le Continental Terminal atteignant par endroits le socle sur les marges du bassin comme dans la vallée du Niger. Une alternance de creusement et comblement des vallées a alors façonné le paysage de plateaux latéritiques séparés par des vallées sableuses fossiles que nous observons aujourd'hui. La plus forte différence d'altitude, dans la région de Niamey, entre les plateaux (270 m en moyenne) et les vallées atteint près de 70 m. Du pied des plateaux au talweg, les versants présentent une pente variant entre 1 et 2 % et sont parfois entrecoupés de replats correspondants au moyen glacis tertiaire cuirassé ou à des niveaux sédimentaires d'oolithes ferrugineuses indurés.

Seuls les derniers mètres du Continental Terminal ont subi une pédogenèse de type ferralitique dans laquelle s'inscrit le cuirassement généralisé de la formation du Tertiaire (Machens, 1973). En effet, les sols sont essentiellement hérités des périodes humides plus favorables. Le climat semi-aride actuel de la région est peu actif dans le domaine de la pédogenèse. La sécheresse édaphique et les fortes températures enregistrées à Niamey sont,

en effet, plus favorables à la minéralisation qu'à l'humification de telle sorte que les taux de matière organique sont faibles dans tous les sols, même dans ceux qui sont inondés temporairement. La couverture pédologique est ainsi constituée de sols tropicaux ferrugineux peu lessivés (Gavaud, 1977). Ces sols ont parfois été secondairement remaniés par le vent à la période ogolienne bien que les édifices dunaires anciens soient encore les plus nombreux dans la zone d'étude (Ousseini, 1986 ; Ousseini et Morel, 1989). Des sols hydromorphes peuvent par ailleurs se trouver dans les bas fonds de la vallée du fleuve Niger.

Par ailleurs, les cultures de mil se développent essentiellement sur les versant sableux tandis que le bois est traditionnellement prélevé sur les plateaux. Ce paysage est souvent couvert de steppe d'épineux ou herbes et très souvent cultivé en mil.

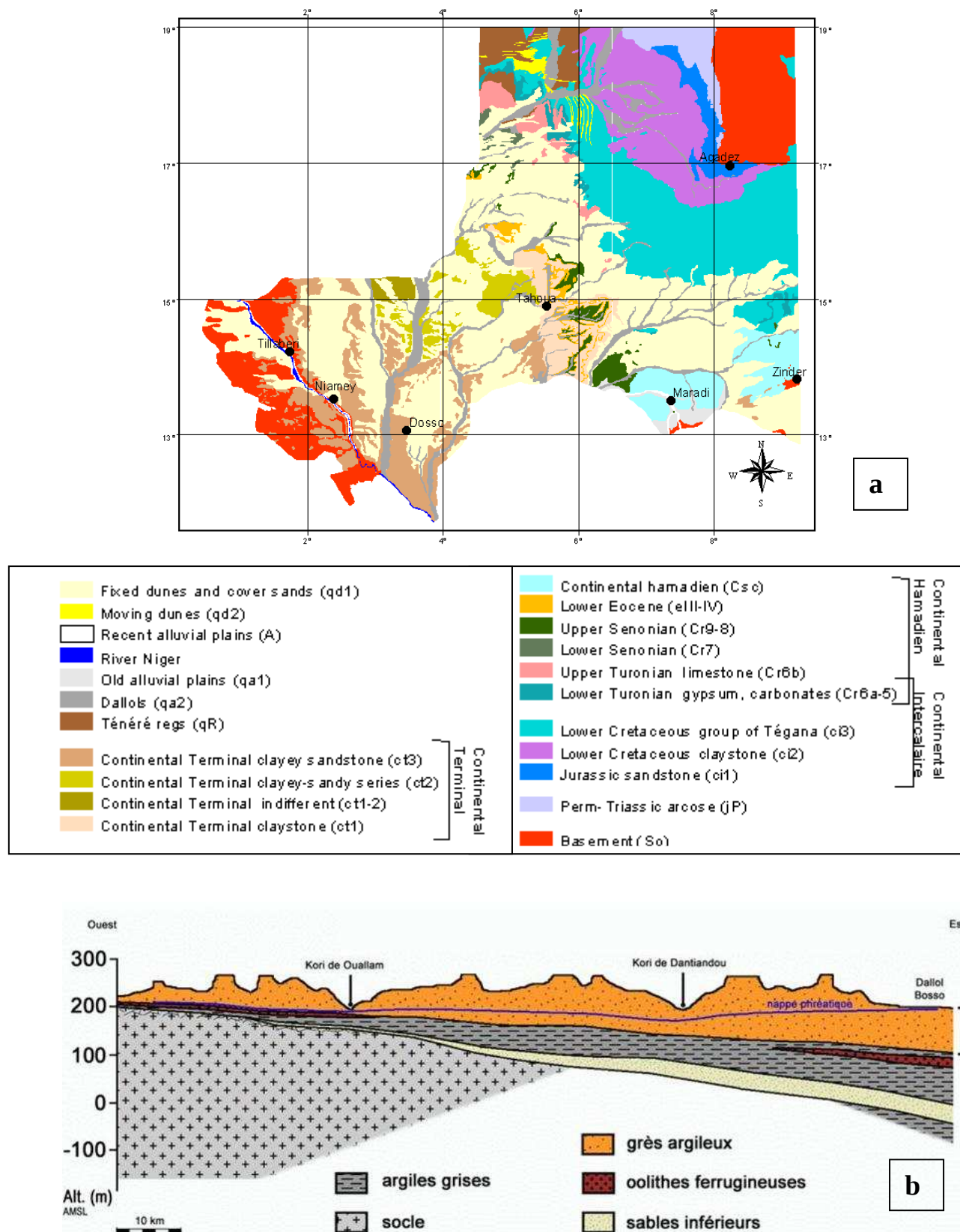


Figure 1.6 : a) carte géologique du bassin des Iullemeden (<https://www.uni-hohenheim.de>) ; b) coupe géologique à l'Est de Niamey : bordure sud-ouest du bassin comprise entre la vallée du fleuve et les Dallols (Massuel, 2005)

I. 3. Climat, végétation et érosion hydrique des sols sahéliens

I. 3. 1. Le Climat au Sahel – Le principe de la mousson

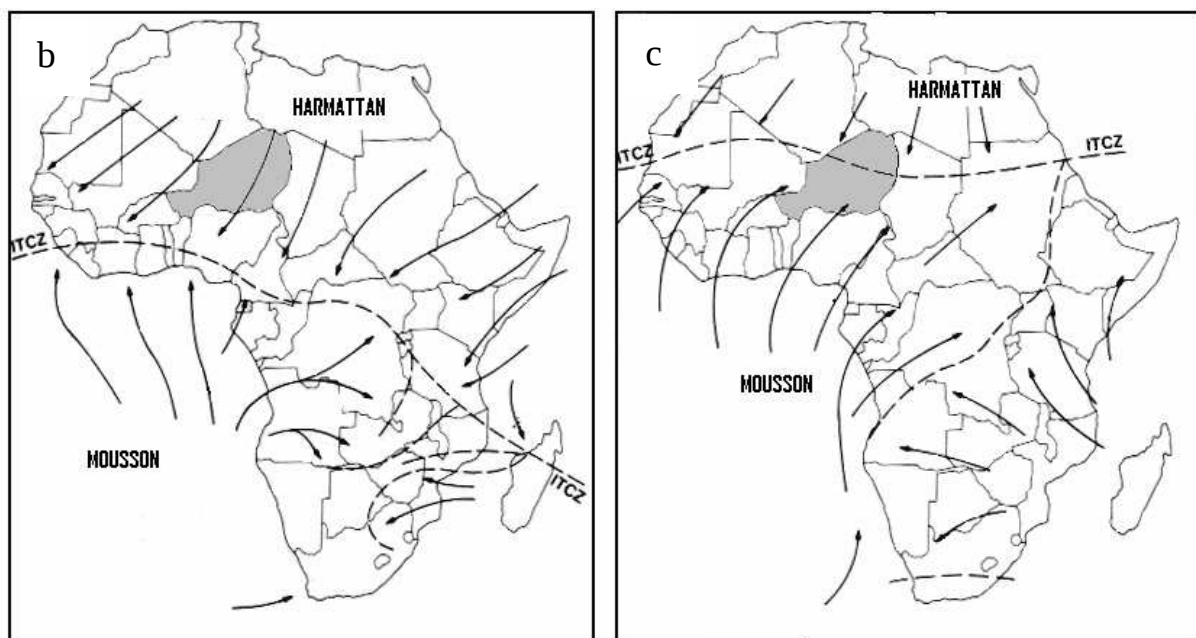
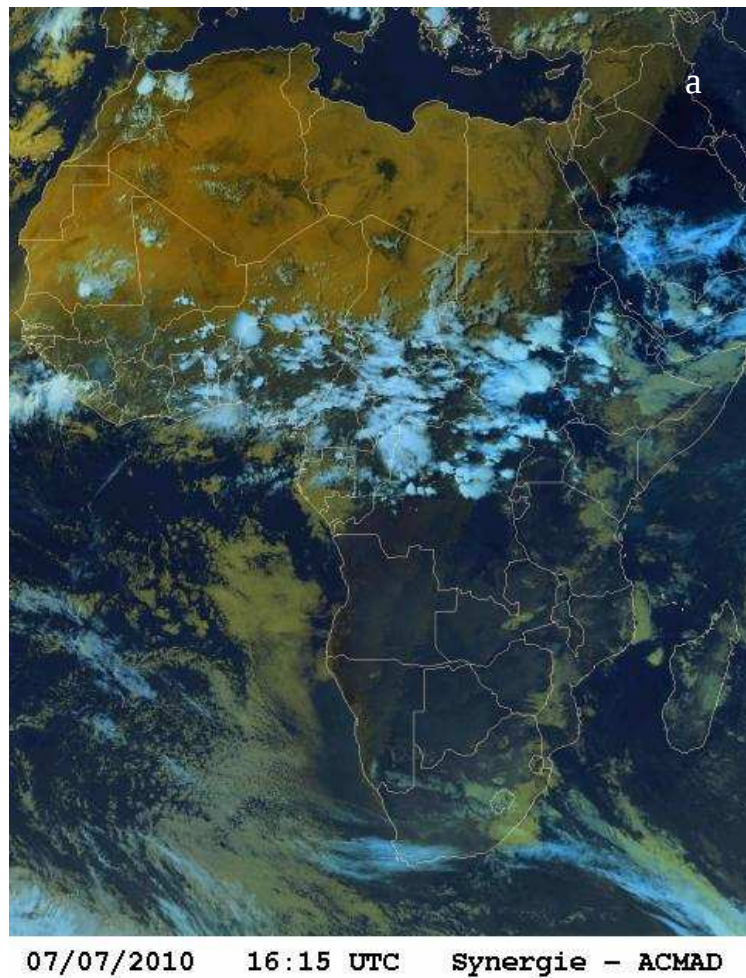
Le régime des pluies au Sahel dépend de la migration nord-sud de la Zone de Convergence Inter Tropicale (ZCIT) (figure 1.7). Celle-ci correspond à l'équateur météorologique (différente de l'équateur géographique) : c'est la zone de rencontre entre les vents chauds (*alizés*) des deux hémisphères. Elle se caractérise par la formation importante de nuages résultant des conditions chaudes et humides en surface et des conditions froides et sèches en altitude. La ZCIT se reconnaît donc dans l'espace par sa bande nuageuse entourant la Terre (figure 1.7). Les fortes pressions sur le Sahara empêchent toute pluie au Nord de la ZCIT sauf dans les cas de descente d'air froid du Nord durant l'hiver boréal.

Suivant la position du soleil, la mousson ouest-africaine se développe durant le printemps et l'été et la ZCIT atteint son extension maximale vers le Nord en août correspondant à la période maximale de la pluie sur tout le Sahel (Hastenrath, 1995 ; Moron *et al.*, 2003 ; Caniaux *et al.*, 2010). En mai et juin, la ZCIT a une position médiane quasi-stable (autour de 5 ° N) correspondant à la première saison des pluies dans la zone guinéenne. Fin juin, début juillet, elle change brutalement de position et se trouve autour de 10 ° N jusqu'à la fin du mois d'août : c'est le saut de mousson. A ce moment, la mousson s'installe sur toute l'Afrique de l'Ouest et apporte la pluie sur tout l'espace soudano-sahélien. Le saut de mousson est associé à un changement majeur de la circulation atmosphérique sur toute l'Afrique de l'ouest associé au système de mousson météorologique d'été (Sultan et Janicot, 2003). Ce changement est accompagné d'une diminution de la pluie à la latitude 5 ° N et d'une augmentation des pluies à la latitude 10 ° N (Sultan et Janicot, 2000). La période moyenne du changement de position de la ZCIT sur la période 1968 – 1990 est le 24 juin avec une erreur de 8 jours (Sultan *et al.*, 2005). Le mouvement de la ZCIT vers le nord n'est cependant pas régulier, en particulier avant le saut de mousson, ce qui est la cause de l'irrégularité du début de la saison des pluies (Sultan *et al.*, 2005). Un retrait de la ZCIT vers le sud même quand la saison des pluies s'est bien installée n'est pas rare (Sultan *et al.*, 2005). Le cumul annuel de la pluie dépend largement de la durée de la saison des pluies qui est définie par la durée moyenne pendant laquelle la ZCIT est positionnée au nord du point considéré. Ceci a pour conséquence une orientation méridionale des isohyètes avec un gradient nord-sud.

La mousson ouest africaine est décrite alors à une large échelle comme le déplacement annuel de la ZCIT associé aux circulations atmosphériques régionales qui sont déterminantes dans son installation et l'intensité de son flux (Laurent *et al.*, 1998 ; Grist et Nicholson, 2001 ; Lebel *et al.*, 2003).

Le flux de la mousson ouest africaine est par ailleurs influencé à la fois par les températures de la surface marine (TSM) et les états de surface du continent (Carton *et al.*, 1996 ; Chang *et al.*, 1997 ; Caniaux *et al.*, 2010). La TSM joue, elle, un rôle important dans la détermination de la variabilité interannuelle voire décennale de la mousson ouest africaine. La baisse de la pluviométrie des années 1970 et 1980 a été fortement liée au gradient inter hémisphérique nord-sud de la TSM en relation avec des changements dans la circulation atmosphérique (Ward, 1998 ; Giannini *et al.*, 2003). Servain (1991) et Wainer et Soares (1997) ont montré, par exemple qu'une situation d'anomalies positives de la TSM au Nord de la ZCIT et d'anomalies négatives au Sud indiquerait une période de fortes précipitations sur le Sahel, une situation contraire apparaît en cas de dipôle inverse. Colman *et al.* (1996) et Fontaine *et al.* (1998) en travaillant sur les TSM du pacifique et de l'atlantique ont obtenu des corrélations de 0,65 et 0,70 entre les modes océaniques d'avril – mai - juin et les précipitations sahéliennes de juillet – août - septembre sur les périodes respectives 1946-1992 et 1945-1994. Sur la période 1968-1994, Philippon et Fontaine (1999) ont obtenu des corrélations beaucoup plus faibles (0,16 et 0,30). Ces différences de corrélations ont été plutôt liées à la période d'observation, durant la période post 1968 la variabilité globale de l'océan et celle de la pluviométrie sahélienne diffèrent très légèrement de celles enregistrées lors des décennies précédentes : l'océan s'est réchauffé et la pluviométrie ouest africaine a sensiblement diminué (Parker, *et al.*, 1995).

Le rôle du changement d'occupation des sols est très difficile à quantifier. Cette quantification a, cependant, un apport certain dans l'amélioration des prévisions pluviométriques. Aini, l'intégration de données relatives aux états de surfaces continentales a permis d'améliorer les prévisions des précipitations sahéliennes avec des coefficients de corrélation de 0,72 (Philippon et Fontaine, 1999).



Figures 1.7 : a) la ZCIT marquée par la bande nuageuse située entre l'équateur et la zone tropicale nord de l'Afrique à la date du 07 juillet 2010 (image ACMAD) ; Déplacement saisonnier de la ZCIT : b) position moyenne en hiver (vents de l'Harmattan) c) en été : vents de mousson (www.artsci.wustl.edu, 2005)

I. 3. 2. Les événements pluvieux

Au Sahel, plus de 90 % des pluies sont produites par les systèmes convectifs de mésoéchelle (SCM) (Laurent *et al.*, 1998 ; Mathon *et al.*, 2002 ; Lebel *et al.*, 2003). Ceux-ci sont en effet des systèmes nuageux spectaculaires (lignes de grains) qui balayent le Sahel d'est en ouest à une vitesse moyenne de 60 à 70 km.h⁻¹ (Lebel *et al.*, 1997).

La définition de l'événement pluvieux dépend plus de l'échelle d'observation que d'autres critères comme l'intensité seuil ou la durée minimale entre deux orages. L'essentiel des orages durant la saison des pluies peuvent être identifiés par les images METEOSAT en utilisant une approche visuelle ou une méthode objective basée sur le seuillage de la température du sommet des nuages obtenue par l'analyse des radiations infrarouges (Rowell et Millford, 1993). Sur le degré carré de Niamey qui comptait 30 pluviographes entre 1990 et 1993, et auxquels 25 autres ont été ajoutés dans le cadre de AMMA, l'événement pluvieux a été défini suivant un critère spatial (Lebel *et al.*, 1997 ; Lebel et Ali, 2009). Trois conditions ont alors été retenues pour la définition de l'événement pluvieux : a) 50 % au moins des stations doivent enregistrer de la pluie durant l'événement, b) une station doit mesurer au moins 1 mm, c) la pluie ne doit pas être interrompue au delà d'une demi-heure sur tout le degré carré. Amani *et al.* (1996) ont proposé une classification des événements pluvieux sahéliens basée sur des paramètres statistiques qui caractérisent la structure spatiale du champ pluvieux. Trois groupes ont été ainsi définis : le premier groupe correspond à une belle structure de ligne de grains avec une faible probabilité d'une pluie nulle (moins de 5 %), le deuxième groupe est composé par des SCM caractérisés par une probabilité élevée de pluie nulle (26 %) et une pluie moyenne faible (13,7 à 22,2 mm) et le troisième groupe se caractérise par une probabilité élevée de pluie nulle (41 %) et une moyenne de pluie plus faible (9,7 mm) qui est associée à une convection locale.

I. 3. 3. Variabilité intra et inter annuelle des pluies – les sécheresses au Sahel

Le climat sahélien est caractérisé par un régime pluviométrique unimodal contrôlé par la mousson ouest africain (Nicholson, 1980 ; Todorov, 1985 ; Morel, 1992 ; Hiernaux et Le Houérou, 2006). Durant le siècle passé, après les années 1960 en particulier, le Sahel a connu des périodes de sécheresses récurrentes dont deux extrêmement sèches : 1972 – 1974 et 1983 -1985 (Hulme, 1992 ; Le Barbé et Lebel, 1997 ; D'Amato et Lebel, 1998 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Lebel *et al.*, 2003). Cette dernière période de sécheresse s'est installée du nord vers le

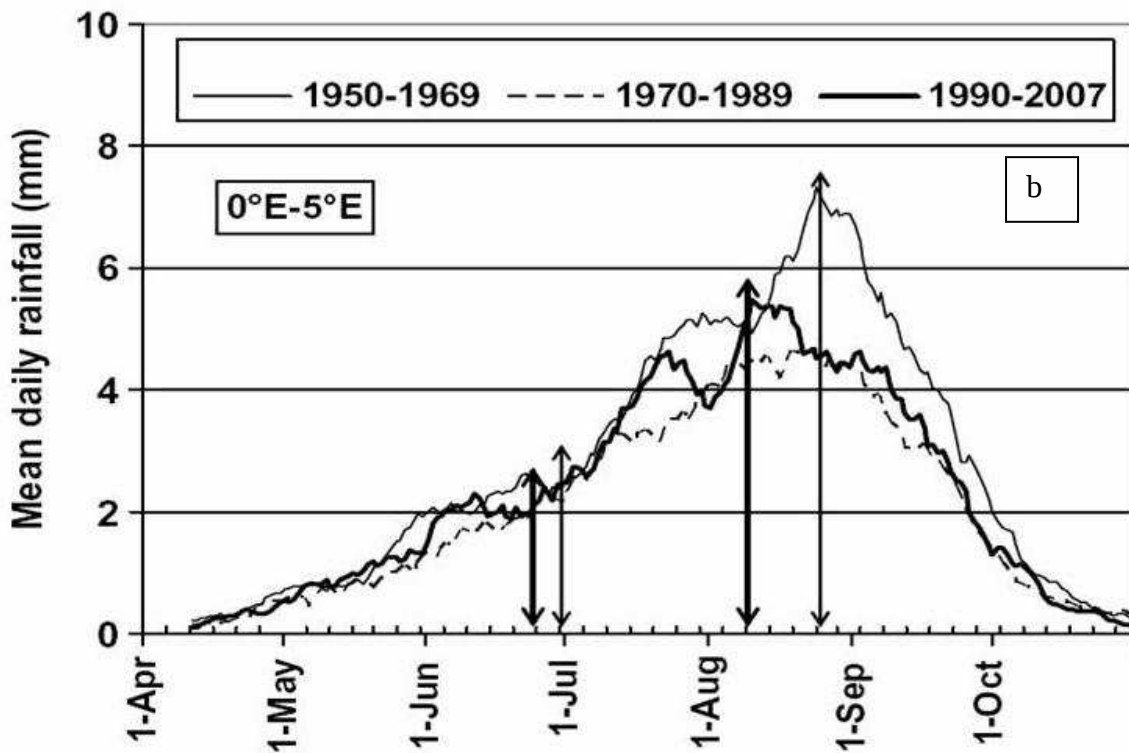
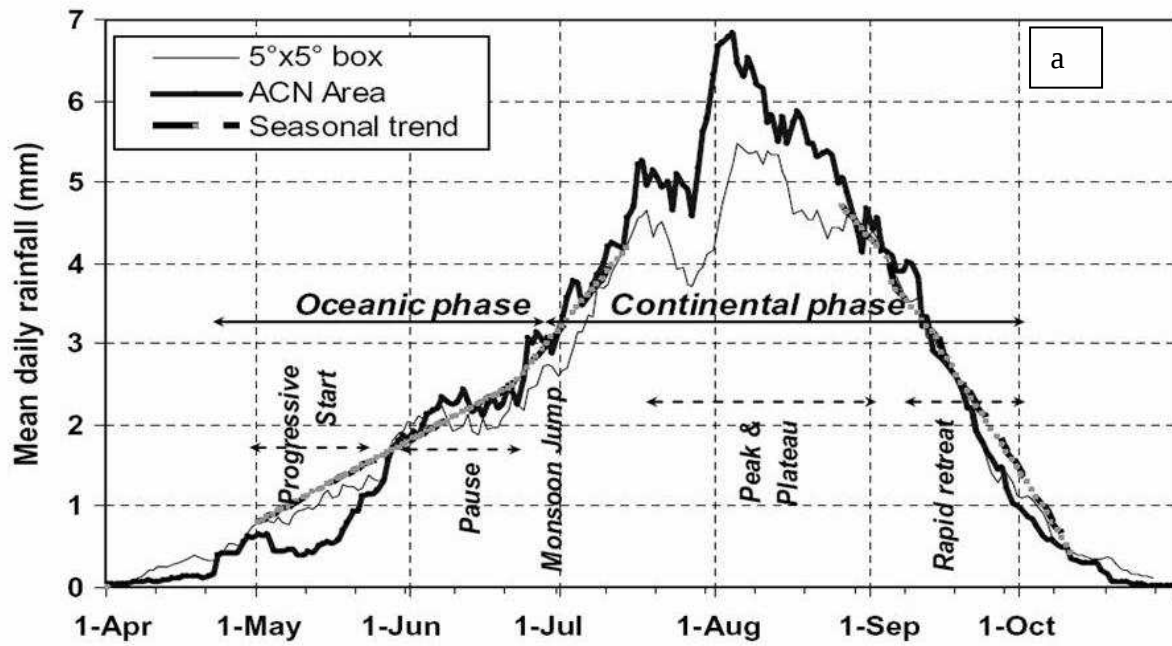
sud sahélien entre 1966 et 1969 (Ozer, 2001). La transition vers cette période fut d'autant plus violente qu'elle succédait directement à la période la plus arrosée du siècle (Ozer & Erpicum 1995 ; L'Hôte *et al.*, 2002).

Comme nous l'avons vu plus haut, les pluies dans le Sahel sont marquées par un cycle saisonnier ; elles ont lieu pendant l'été de l'hémisphère nord et débutent entre avril-mai et finissent en septembre-octobre atteignant au passage leur maximum en août (Hiernaux et Le Houérou, 2006 ; Frappart *et al.*, 2009). Des études comparatives du cycle saisonnier des années humides (1950 – 1969) et sèches (1970 – 1989) du Sahel ont été effectuées (Le Barbé *et al.*, 2002 ; Lebel et Ali., 2009). Ainsi, durant les années sèches, le maximum des pluies est précoce de 20 jours entre les latitudes 6°N et 10°N, ce décalage diminue progressivement en direction du nord et n'est plus que d'une semaine à 14°N. Lebel et Ali (2009), en travaillant sur le cumul de 10 jours de pluies, ont par ailleurs identifié 5 parties dans la saison des pluies au Sahel central (figures 1.8a) : a) une augmentation progressive des pluies entre avril et fin mai liée à la composante océanique de la mousson ouest-africaine, b) un plateau de un mois, c) le saut de la mousson la dernière décade du mois de juin (Sultan et Janicot, 2003), d) une augmentation brusque des pluies cumulées jusqu'à atteindre le maximum (70 mm) à la fin du mois d'août après une petite baisse à la fin du mois de juillet, et e) un retrait rapide des pluies sur un mois avec des pluies résiduelles en octobre. Cette évolution phasique de la saison des pluies montre des différences entre les périodes 1950 – 1969, 1970 – 1989 et 1990 – 2007 (Lebel et Ali., 2009) (figures 1.8b). Sur ces périodes, l'évolution des cumuls de pluies est similaire d'avril jusqu'au saut de la mousson. Entre juillet et début août, le cumul des pluies de la période récente a une position intermédiaire dépassant la période de 1970 – 1989 de 50 mm. La fin de la saison des pluies est similaire au cours des 2 dernières périodes qui sont déficitaires d'en moyenne 80 mm par rapport la période 1950 – 1969. La baisse de la pluviométrie dans le Sahel central au cours des 4 dernières décades s'explique ainsi à 75 % par le retrait précoce de la saison des pluies (Ozer, 2001) et particulièrement par une baisse drastique de la probabilité de la pluie journalière (figures 1.8) avec une diminution de 1/3 du nombre des événements pluvieux entre le 10 août et le 10 septembre (Lebel et Ali, 2009). De même, Le Barbé et Lebel (1997) et D'Amato et Lebel (1998) qui n'ont pas observé une modification de la quantité moyenne précipitée par événement pluvieux (12 - 15 mm), ont plutôt lié la variabilité interannuelle de la pluviométrie au nombre d'événements pluvieux.

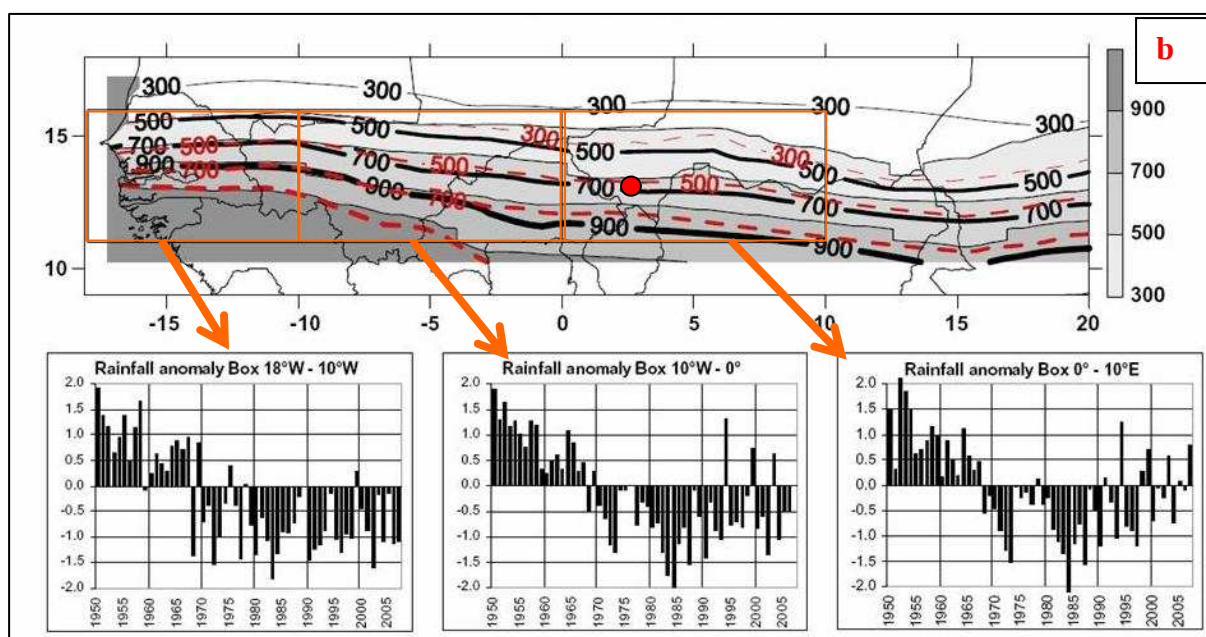
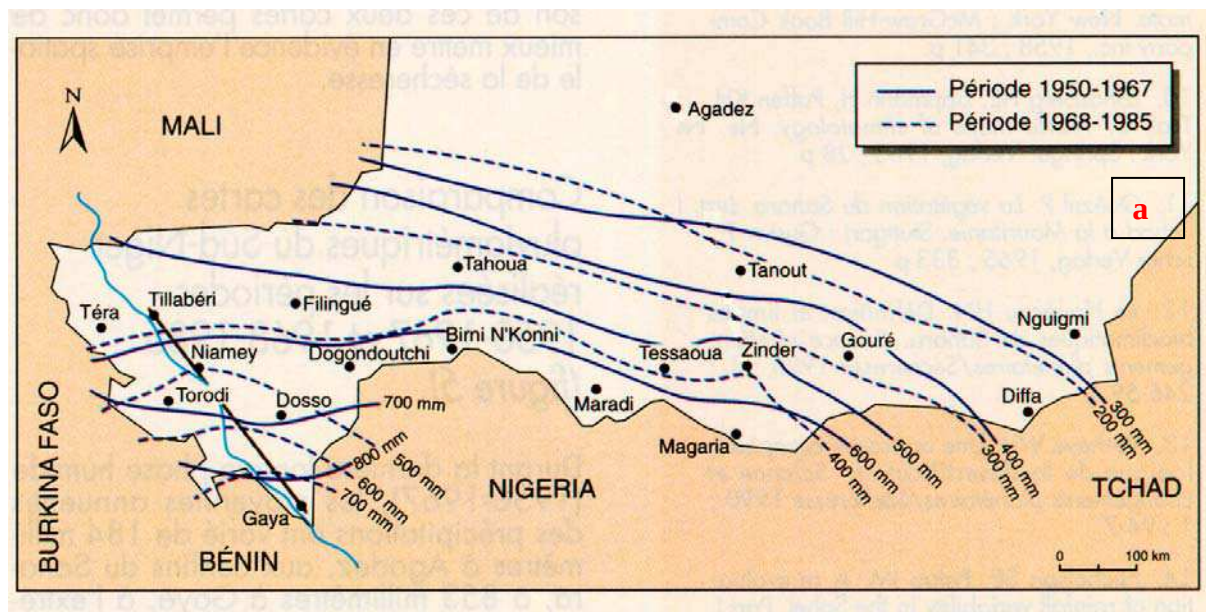
Au Niger, la comparaison des isohyètes durant la période (humide) 1950 - 1967 et la période (sèche) 1968 - 1985 met en évidence la diminution généralisée des précipitations qui se marque par un retrait important des courbes isohyètes vers le Sud pouvant atteindre 200

kilomètres (Ozer & Erpicum 1995 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Lebel et Ali, 2009) (figure 1.9 a et b). On peut noter que, sur la figure 1.9a, la courbe isohyète de 400 millimètres de la période 1968-1985 se superpose pratiquement à celle de 600 millimètres de la période précédente, ce qui souligne bien l'importance de la péjoration climatique des années 1970 et 1980 (Ozer *et al.*, 2005). Le Barbé et al (2002) montrent que le déficit pluviométrique des années 1970 et 1980 comparativement aux années 1950 et 1960 a couvert toute la région sahélienne avec des baisses pouvant atteindre 190 mm. Ces déficits pluviométriques dans les cumuls annuels des années post 1970 ont atteint 25 voire 40 % comparativement à la période 1930 – 1960 (Hunt, 2000 ; L'Hôte *et al.*, 2002). Dans l'Est du Niger, des départements sont ainsi passés de Sahel à culture sous pluies (limite septentrionale de 300 mm) au Sahel dit pastoral (Ozer *et al.*, 2005).

Pour les pluies journalières supérieures à 1 mm, la durée de la saison des pluies est cependant restée identique sur les 3 périodes (10 mai au 1^{er} octobre soit 110 jours) (Lebel et Ali, 2009) (figures 1.8). *Cependant, depuis le début des années 1990, la pluie a légèrement repris dans certaines parties du Sahel (figure 1.9b ; Lebel et Ali, 2009). C'est le cas notamment du Niger où les isohyètes des années 1990-2007 sont remontées vers le Nord. Cependant, à l'Ouest du Sahel la secheresse observée depuis le début des années 1970 persistent encore (figure 1.9b ; Lebel et Ali, 2009).*



Figures 1.8 : a) cycle saisonnier de la pluie au Sahel central, b) comparaison du cycle saisonnier inter décennal (Lebel et Ali, 2009)



Légende :

Niveau de gris	1990 -2007	● Niamey
---	1970 -1989	
—	1950 -1969	

Figure 1.9 : a) Carte pluviométrique du sud Niger : les isohyètes sont calculées sur la période dite« humide » (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985) (OZER & ERPICUM 1995). b) Evolution des isohyètes **des anomalies pluviométriques** au cours des 6 dernières décennies au Sahel (Lebel et Ali, 2009).

La perturbation du régime des pluies depuis la fin des années 1970 a eu d'importantes conséquences sur l'hydrodynamisme des cours d'eau ouest africains (figure 1.10). Les décharges annuelles moyennes de deux principaux cours d'eau de l'Afrique de l'ouest (le Niger et le Sénégal) ont connu une diminution de presque deux fois plus importante que la baisse de la pluviométrie observée au cours de la période 1970 – 2000 (Lebel *et al.*, 2003 ; Andersen *et al.*, 2005). Sur le fleuve Niger, à la station de jaugeage de Niamey en particulier, la baisse des pluies observée en août, a conduit à une diminution du débit de $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ au cours des 4 à 6 semaines suivant la crue locale (Lebel et Ali., 2009). La crue guinéenne a, elle, enregistré un déficit de $400 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à cette même station du fait de la baisse des pluies d'août et septembre dans l'Ouest du Mali et de la Guinée (Lebel et Ali., 2009). Le débit du fleuve Sénégal a lui diminué de près de la moitié au cours des années quatre-vingts relativement aux années cinquante (Dione, 1995 ; Omar-Haroun, 1995 ; Mahe et Olivry, 1999). Les sécheresses des années 1970 et 1980 ont aussi touché le régime des lacs sahéliens tel que le lac Tchad dont la superficie, entre la période humide des années 1950 – 1960 et les années 1990, est passée de 23500 km^2 approximativement à 1355 km^2 (Kadomura, 1997).

A l'échelle régionale, d'autres changements hydrologiques majeurs ont eu lieu. Il s'agit notamment des baisses de l'évapotranspiration (McGuffie *et al.*, 1995 ; Taylor *et al.*, 2002 ; Cappelaere *et al.*, 2009) et des débits des rivières (Mahe et Olivry, 1999).

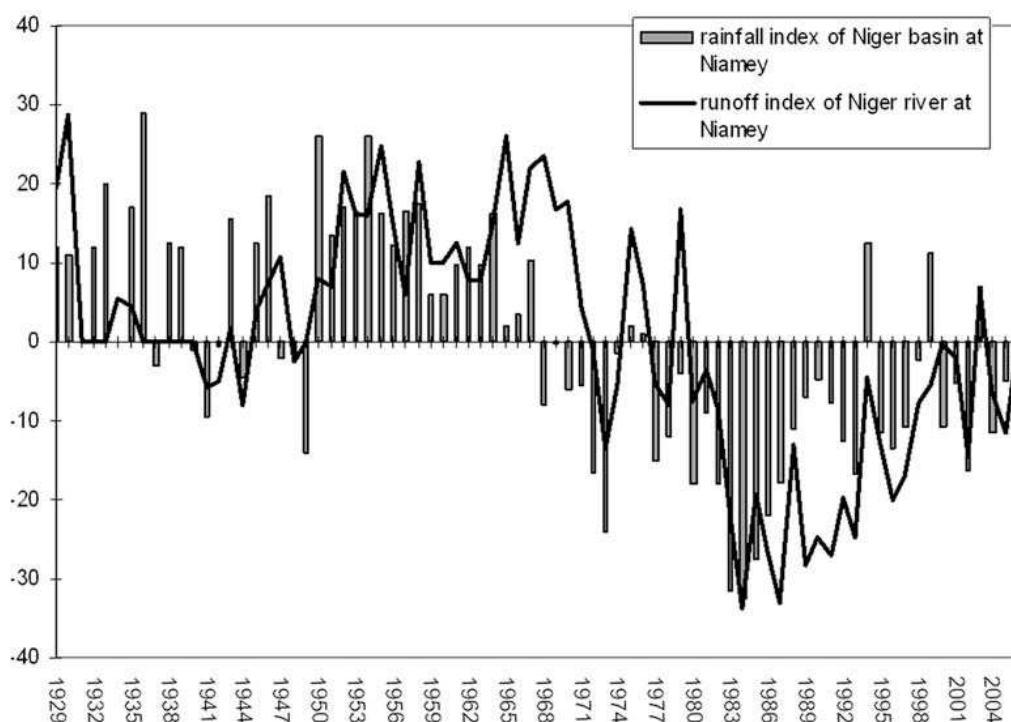


Figure 1.10 : Comparaison des indices pluviométrique et de l'indice du débit du fleuve Niger à la station de Niamey (Descroix *et al.*, 2009a)

I. 3. 4. Ruissellement et érosion hydrique des sols

L'érosion hydrique des sols est une cause de dégradation majeure des terres au Sahel. Dans cette zone semi-aride essentiellement sableuse où les états de surface significatifs évoluent très rapidement (Casenave et Valentin, 1989), la formation des croûtes superficielles joue un rôle primordial sur le déclenchement du ruissellement et de l'érosion. En effet, les sols de cette région sont susceptibles d'être encroûtés du fait de la faible couverture végétale (Casenave et Valentin, 1989 ; Descloitres *et al.*, 2003). Cette formation des croûtes procède essentiellement de la saturation des sols, et de la disjonction des particules et de la compaction de surface par les gouttes de pluie (Biielders *et al.*, 1996 ; Duley, 1939). Cet encroûtement modifie rapidement les propriétés hydrauliques de surface, en particulier le taux d'infiltration à travers l'épaisseur de la croûte et/ou sa conductivité hydraulique (Tackett and Pearson, 1965 ; Hadas and Frenkel 1982 ; Ambouta *et al.*, 1996). Dans les environnements sévèrement encroûtés, le fond des ravines est, une voie principale d'infiltration, de la recharge de la nappe (Leduc *et al.*, 2001 ; Leblanc *et al.*, 2007a).

Dans les zones semi arides sahéliennes, l'érosion par les ravines est, la principale source de sédiments pour les réservoirs où 80 % voire plus de 90 % des sédiments proviennent de ce type d'érosion (Wasson *et al.*, 2002 ; Krause *et al.*, 2003 ; de Vente *et al.*, 2005 ; Huon *et al.*, 2005). Il est aujourd'hui connu que l'accroissement de la mise en culture des terres s'est traduit de par d'importantes charges en sédiments et en nutriments dans les eaux ruisselantes (Valentin *et al.*, 2005). L'érosion par les ravines augmente par ailleurs le drainage et l'aridification des sols (Eitel *et al.*, 2002 ; Daba, 2003) en concentrant le ruissellement dans de petits chenaux et empêchant les flux d'eau d'irriguer un domaine plus large.

Par ailleurs, la complexification du réseau de ravine pose des contraintes importantes aux paysans dans la gestion des espaces de cultures à travers la baisse de l'humidité des sols qui conduit ainsi à une baisse du rendement des champs (Nyssen *et al.*, 2004).

Plusieurs facteurs contrôlent l'érosion par les ravines :

- La topographie : la région de Niamey est peu marquée du point de vue topographique, les pentes varient entre 1 et 2 % entre les plateaux et les bas-fonds. Cependant, il faut noter que les ravines sont très fréquentes près des plateaux où les pentes, plus abruptes, augmentent la vitesse de ruissellement initiant ainsi la création de ravines. Par ailleurs, le développement des croûtes à la surface et / ou aux pieds des plateaux peut générer un fort ruissellement et une forte érosion. En effet, la pente seuil d'initiation des ravines est très faible pour des terrains très encroûtés ; elle est d'environ 1 % dans les plateaux limoneux du sud-est nigérien

(Valentin *et al.*, 1999). Une surface de drainage plus importante accroîtra par ailleurs l'effet de la pente ce qui aboutira à plus de ravines et plus de ruissellement.

- Le développement des ravines est fortement contrôlé par les propriétés des sols et la lithologie (Bryan, 2004). Les croûtes ont un effet ambivalent sur le développement des ravines : elles peuvent empêcher l'initiation des ravines (Zhu et Cai, 2004) du fait de leur forte résistance relativement au sol non encroûté, mais elles favorisent avant tout le ruissellement et donc potentiellement la concentration des eaux nécessaire à la formation des ravines.

- L'occupation des sols : les processus de formation des ravines sont accélérés par l'intensification de la mise en culture des terres (Valentin *et al.*, 2005 ; Leblanc *et al.*, 2007a). Au Sahel, au Niger en particulier, on assiste au cours des dernières décennies à une mise en culture intensive du milieu et à un important déboisement pour satisfaire les besoins d'une population à forte croissance démographique (Ringrose et Matheson, 1992 ; Raynaut, 2001) ce qui a occasionné une fragilisation du milieu (Vetaas, 1993 ; Diouf et Lambin., 2001 ; Rasmussen *et al.*, 2001). La perte de la matière organique des sols liée directement ou indirectement à la mise en culture et au déboisement réduit la stabilité structurale du sol et favorise l'encroûtement, le ruissellement et donc l'érosion par les ravines (Valentin *et al.*, 2004). Le pâturage contribue aussi de façon significative à favoriser l'érosion par les ravines. Au Sahel, la mise en jachère est un moyen de restauration chimique des sols sableux essentiellement par augmentation des teneurs en matière organique. Cependant, il a été observé sur les sols sableux sahéliens que les croûtes se développent aussi dans les jachères anciennes. Ceci s'expliquerait par les dépôts de poussières éoliennes qui augmenteraient suffisamment les teneurs en limon et argile de la surface des sols pour les rendre très sensibles à l'encroûtement (Valentin *et al.*, 2004). Mais dans ces jachères on note aussi la colonisation des croûtes par des microorganismes dont des algues filamenteuses qui tendraient à augmenter la résistance de la surface à l'érosion (Malam Issa *et al.*, 2009). Ces processus complexes font l'objet d'un programme de recherche en cours (Malam Issa *et al.*, 2009).

L'apport de résidus végétaux (pailles, branchage...) à la surface des sols est une technique parfois utilisée par les paysans pour lutter contre l'encroûtement des sols. Ces résidus ont un double effet ; ils piègent les sables transportés par le vent qui s'accumulent à la surface des sols et ils attirent les termites qui par leur réseau de galerie détruisent les croûtes (Léonard et Rajot, 2001 ; Léonard *et al.*, 2004). Ces deux facteurs contribuent à restaurer très rapidement les capacités d'infiltration des sols et donc à diminuer le ruissellement et l'érosion. Mais de telles pratiques ne peuvent pas être généralisées sur de grande surface du fait de la trop faible

productivité végétale du milieu sahélien, et de la consommation par les animaux et les hommes.

Ainsi, au Niger, les ravines augmentent en taille (largeur, et profondeur en particulier) d'une année à l'autre (figure 1.11) (Mamadou *et al.*, 2009) et accroissent l'érosion et la dégradation des sols. Dans le sud-ouest nigérien, Leblanc *et al.* (2007a) ont relevé une impressionnante complexification et multiplication du réseau des ravines entre 1950 (période humide) et 1992 (période sèche) : l'ordre de Shreve (Shreve, 1966) des sous bassins-versants a été multiplié par 9 entre ces deux années et la longueur totale des ravines a augmenté de 65 % en 1992 relativement à 1975.

Dans la région sahélienne, la diminution des pluies annuelles de ces dernières décennies n'a, en effet, pas induit une diminution des événements pluvieux de forte intensité capables de produire du ruissellement et de l'érosion (Yu et Neil., 1993). D'autre part, la plupart des mesures montrent dans cette zone une augmentation du ruissellement qui favorise l'érosion par les ravines dans ces zones arides et semi-arides (Valentin *et al.*, 2004). Cette augmentation du ruissellement est manifestement dûe aux changements d'occupation des sols qui auraient un impact bien plus important sur l'érosion par les ravines que les changements climatiques (Valentin *et al.*, 2005).

Au Sud-Ouest du Niger, les changements d'occupation des sols, le déboisement de la végétation naturelle au profit de l'extension des surfaces cultivées en particulier, ont ainsi favorisé le développement des croûtes d'érosion. Celles-ci, ayant de forts coefficients de ruissellement (Descroix *et al.*, 2009b) (tableau 1.1), ont abouti à l'augmentation du ruissellement dans la zone sahélienne avec un afflux supplémentaire dans les mares temporaires endoréiques dont le nombre a significativement augmenté (Cappelaere *et al.*, 2009 ; Favreau, 2000). Or, dans cette région, les mares de bas fond et dans une moindre mesure, le lit des ravines sont des zones privilégiées de la recharge de la nappe (Desconnets *et al.*, 1997 ; Leduc *et al.*, 1997 ; Favreau *et al.*, 2002 ; Favreau *et al.*, 2009). Ainsi, depuis les années 1950 - 1960 on assiste à une remontée de la nappe phréatique du Continental Terminal dans un contexte de diminution des pluies. C'est ce que Leduc *et al.* (1997) ont défini comme le « paradoxe de Niamey ». La disponibilité des ressources en eau souterraine a ainsi varié entre 0 et + 150 % avec une valeur médiane de + 15 % entre 1950 et 1960 (Leduc *et al.*, 2001). Depuis 1991, Leduc *et al.* (1997) notent une élévation du niveau de la nappe une année après l'autre ; cette élévation est comprise entre 0,01 et 0,45 m par an (élévation médiane de 0,20 m par an) (figure 1.12). Cette élévation du niveau de la nappe présente une forte

variabilité spatiale due notamment aux variations des caractéristiques hydrogéologiques. A l'Ouest du degré carré de Niamey où l'aquifère est moins épais et peu transmissif (figure 1.6), elle est plus importante que dans les dépôts alluvionnaires grossiers du Dallol (Leduc *et al.*, 2001). Au cours des dernières décennies, Leduc *et al.* (2001) et Favreau *et al.* (2009) ont noté une augmentation de la vitesse d'élévation de la nappe : si dans les années 1950 et 1960 elle a varié entre 1 et 5 mm par an, elle est comprise entre 10 et 50 mm par an dans les années 1990. Cette élévation qui a sérieusement débuté dans les années 1980 (Leduc *et al.*, 1997) s'est particulièrement accélérée entre 1992 et 1999 dans le sud-ouest nigérien (Leduc *et al.*, 2001 ; Cappellaere *et al.*, 2009 ; Lebel *et al.*, 2009). Dans cette zone, l'élévation moyenne du niveau de la nappe depuis les années 1960 est de 4 m (Leduc *et al.*, 2001).

Tableau 1.1 : Coefficient de ruissellement sur différents types de surfaces du Fakara (sud-ouest du Niger) (d'après Descroix *et al.*, 2009b)

Surfaces	Coefficient de ruissellement Kr (%)
Champs de mil	3,76
Jachères	10,5
Croûtes d'érosion	59,5
Croûtes alguaires	25,5

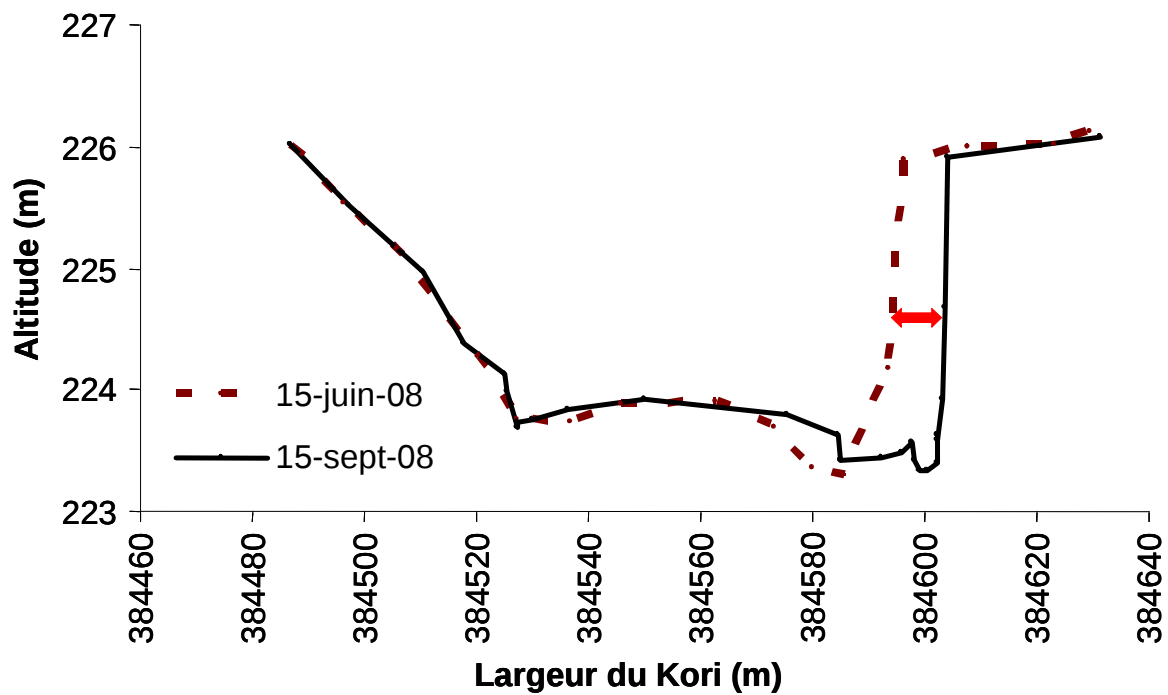


Figure 1.11 : Coupe transversale du kori de Boubon, la flèche rouge indique l'érosion de la berge est. (Mamadou *et al.*, 2009)

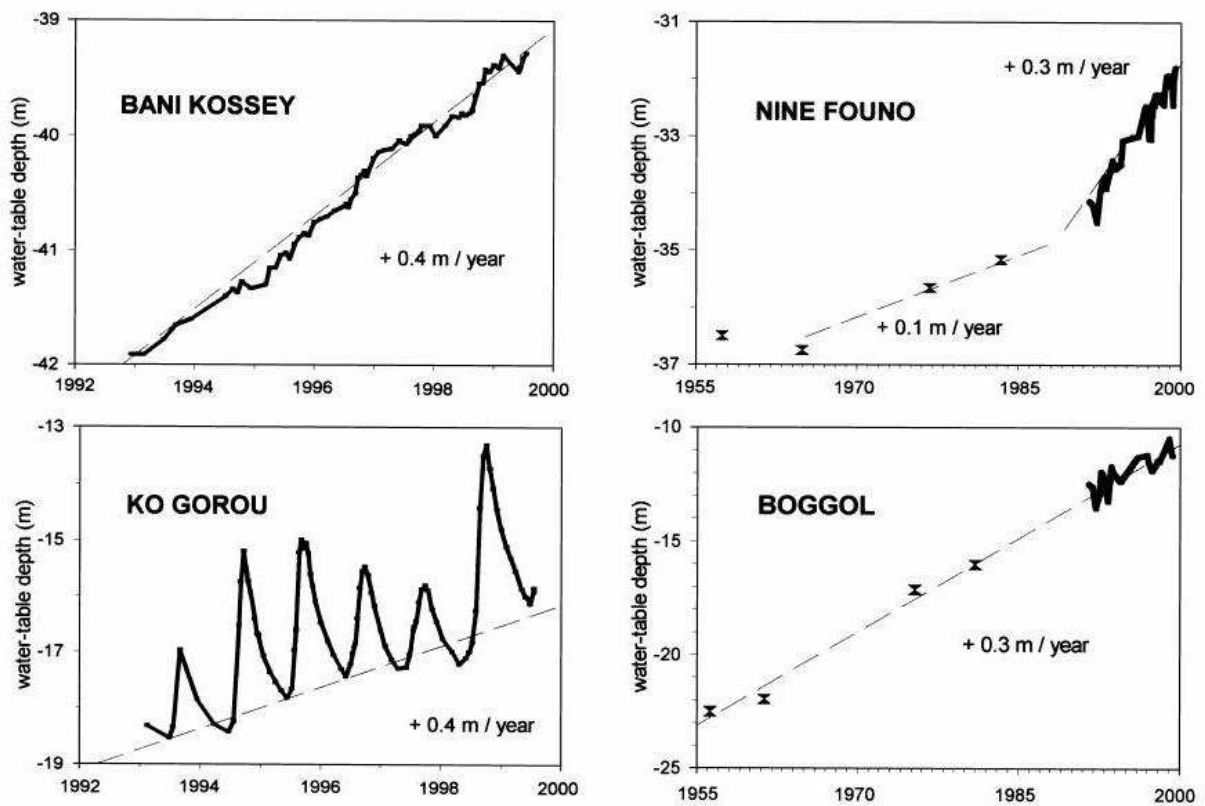


Figure 1.12 : Fluctuations du niveau de la nappe dans la région de Niamey (Leduc *et al.*, 2001)

I. 3. 5. Bilans de masse

Le bilan de masse de l'érosion hydrique des sols dépend de trois facteurs principaux : les caractéristiques de la pluie, la topographie, la nature des sols et les états de surface. Concernant ces derniers, les croûtes d'érosion (Valentin et Bresson, 1992) qui sont quasi-imperméables, favorisent un fort ruissellement au Sahel ; elles sont de ce fait les principales sources de matériels mobilisables par l'érosion en nappe. La quantification des particules érodées par ruissellement est cependant un exercice très délicat du fait principalement de la variabilité temporelle et spatiale des flux de sédiments. Dans le transport et le dépôt des particules, l'érosion hydrique est très sélective : tandis que les particules grossières sont roulées et déposées près des sources, les fines sont en suspension et peuvent donc être transportées très loin de leurs sources dans les systèmes exoréiques. Les rendements en terre par érosion hydrique peuvent être déterminées par la quantification des flux de matière en suspension à l'exutoire des bassins versants. Ainsi, dans le cas des parcelles expérimentales de petite taille on utilise généralement des réservoirs (fosses) qui permettent de tout récupérer : les particules en suspension et la charge grossière. Dans le cas des petits bassins versants du Nord du Burkina Faso, Karambiri et al (2003) avaient aussi installé des pièges pour mesurer les particules grossières transportées par roulement.

Au Sahel, l'érosion hydrique peut se produire durant toute la saison des pluies sans montrer une période où elle apparaît systématiquement plus intense (Rajot *et al.*, 2009). En effet, cette érosion dépend du degré d'humectation du sol et de l'intensité des événements pluvieux en particulier. Ainsi dans la région de Niamey, Lubès-Niel *et al.* (2001) indiquent que seules les pluies supérieures à 20 mm produisent du ruissellement. De la même façon, Rajot et al (2009) montrent qu'à l'échelle d'un bassin versant du Nord-Burkina (1,4 ha) plus de 60 % des pertes en terre par érosion hydrique sont dues aux 4 pluies d'au moins 25 mm représentant près du 1/3 du cumul annuel des pluies.

Sur les surfaces cultivées de l'Afrique de l'ouest, d'une manière générale, à partir des expériences basées sur la simulation de pluie, Collinet et Valentin (1985) ont montré que les pertes en terre par érosion hydrique présentent un gradient sud-nord avec des pertes d'environ 80 t.ha⁻¹ par an en Côte d'Ivoire (2000 mm de pluie) contre 2 t.ha⁻¹ par an au Nord du Sahel (150 mm de pluie annuelle). Ainsi, les zones recevant le plus de pluies sont donc les plus sujettes à l'érosion hydrique. Dans le Sahel nigérien, Vuillaume (1969) mesurait des pertes en terre de 0,4 t/ha et de 4,8 t/ha respectivement dans un champ entièrement cultivé à pente

faible ($I_p = 0,104$) de 9,1 ha et un champ beaucoup moins cultivé à pente forte ($I_p = 0,334$) de 4,7 ha. Sur des surfaces encroûtées du Fakara (Sud-Ouest du Niger), Descroix et al (2009b) ont mesuré des pertes plus importantes (5570 kg.ha^{-1} par an sur croûtes d'érosion) que sur des jachères (880 kg.ha^{-1} par an) et des champs de mil (370 kg.ha^{-1} par an). Il ressort donc que dans le Sahel nigérien, le ruissellement et l'érosion sont bien plus importants sur les sols encroûtés qu'ils ne sont sur les jachères et encore moins sur les surfaces cultivées en mil qui représentent l'essentiel des surfaces. Par ailleurs, dans le Sahel burkinabé, Karambiri *et al.* (2003) ont mesuré des pertes comprises entre 4 et $8,4 \text{ t ha}^{-1}$ par an sur une surface pâturée de 1,4 ha. Au Sénégal, Albergel *et al.* (2000) ont eux mesuré des pertes variant entre 0,38 et $3,5 \text{ t ha}^{-1}$ par an sur une surface de captage de 90 ha. Ces pertes en terre sont par ailleurs associées à celles en nutriments ce qui appauvrit davantage les surfaces cultivées sahéliennes. Au cours d'un événement d'érosion hydrique, Visser et al (2005b) ont par exemple mesuré des pertes en nutriments totales comprises entre 0,01 et $0,28 \text{ t.ha}^{-1}$ sur trois sites de mesures du Nord du Burkina Faso. L'essentiel des nutriments est ainsi transporté loin de leurs sources et perdu par les surfaces cultivées qui ont été érodées.

Dans la rédaction du rapport de thèse, compte tenu de la multitude de techniques et procédés utilisés, nous avons adopté une stratégie qui a consisté à présenter les matériels et méthodes utilisés au début de chaque chapitre.

Chapitre II.

Erosion éolienne des sols cultivés au Sahel : cas de Banizoumbou, dynamique actuelle et impacts des résidus de culture

II. 1. Introduction

Au Sahel, plus de 75 % de la population vit en milieu rural (United Nations, 2007) et dépend largement d'une agriculture de subsistance (Sivakumar, 1989). La région est cependant caractérisée par une dégradation continue de la structure des sols du fait de l'érosion éolienne (Lamers, 1998). Celle-ci serait la principale cause de perte en terre sur les surfaces cultivées sableuses (Rajot, 2001) qui assurent la production vivrière d'une population à fort taux de croissance. Les agriculteurs sahéliens perçoivent l'érosion éolienne comme : un problème majeur pour la production du mil principale culture de la région (Taylor-Powell *et al.*, 1991 ; Biielders *et al.*, 2004), un cercle vicieux qui trouve son origine dans la baisse de la fertilité des sols et de la couverture végétale, et un phénomène en augmentation (Sterk *et al.*, 1998 ; Biielders *et al.*, 2001).

Au Sud Niger, les sols sableux d'origine éolienne, pauvres en nutriments, représentent 80 % des sols (Gavaud, 1977). L'érosion éolienne constitue ainsi une menace pour l'agriculture essentiellement développée sur ces sols. Cette érosion mobilise notamment les fines particules du sol auxquelles sont associés les nutriments nécessaires au développement des plants (Biielders *et al.*, 2002 ; Sterk *et al.*, 1996). En particulier, Rajot (2001), suggère que si les particules de la taille des sables sont essentiellement remobilisées sur de faibles distances et donc que leur bilan est globalement équilibré à l'échelle du terroir, il n'en est pas de même pour les plus fines particules qui sont susceptibles d'être exportées sur de longues distances sous forme d'aérosols. La teneur en nutriments des sols sableux du Sahel étant très faible (Bationo *et al.*, 2000), les pertes en terre par érosion éolienne peuvent dès lors conduire à des pertes en nutriments très élevées en proportion du stock disponible et contribuer ainsi à la baisse du potentiel de production végétale (Sterk *et al.*, 1996 ; Biielders *et al.*, 2002). Sterk et

Stein (1997), par exemple, montrent que 38 Mg.ha⁻¹ de sol perdus en seulement deux événements érosifs s'accompagnent d'une perte en éléments nutritifs de 57.1, 76.6, 18.3, 6.1 kg.ha⁻¹ de potassium, carbone, azote et phosphore respectivement. Sur le long terme, la perte de ces particules riches en nutriments réduit la productivité des sols et leur capacité de rétention d'eau par la dégradation de leur structure (Biielders *et al.*, 2002 ; Gomes *et al.*, 2003 ; Visser *et al.*, 2005). Cependant, la forme la plus sérieuse de dommage est le développement de loupes d'érosion caractérisées par la présence de croûtes d'érosion consécutivement à la déflation de l'horizon superficiel (Bargel *et al.*, 1990 ; Taylor-Powell *et al.*, 1991 ; Biielders *et al.*, 2004).

Le champ et la jachère constituent encore les unités fonctionnelles de base de nombreux paysages sahéliens. Dans le contexte actuel de l'occupation des sols, l'érosion éolienne est insignifiante dans les jachères où on note une redéposition des sédiments érodés depuis les champs (Rajot, 2001 ; Biielders *et al.*, 2002). Ces derniers en revanche sont soumis à une forte érosion (Sterk et Stein, 1996 ; Sterk *et al.*, 1997 ; Rajot, 2001 ; Biielders *et al.*, 2002). La raison principale avancée pour expliquer l'érosion des champs est que ces derniers présentent une faible protection de leurs surfaces par la végétation. Cependant, la surface des champs n'est pas complètement nue, elle présente des résidus de culture. Dans la lutte contre l'érosion éolienne, l'effet des résidus de culture a été beaucoup étudié essentiellement à l'aide de parcelles expérimentales et avec des quantités contrôlées. Les résidus permettent de piéger efficacement les sédiments transportés en saltation (Geiger *et al.*, 1992 ; Biielders *et al.*, 2000). Cette caractéristique est d'ailleurs connue des paysans qui l'exploitent pour récupérer de petites surfaces dégradées au sein de leur champ (Lamers, 1995 ; Lamers et Feil, 1995 ; Sterk *et al.*, 1998, Léonard et Rajot, 2001).

Cependant, l'influence des quantités de résidus sur l'érosion éolienne n'est pas clairement établie. Si toutes les études s'accordent sur une forte diminution de l'érosion (voire du dépôt) pour des quantités de résidus supérieures ou égales à 1500 kg.ha⁻¹, (Michels *et al.*, 1993, 1995a ; Sterk et Spaan 1997 ; Biielders *et al.*, 2000) l'effet de moindres quantités est discuté. Michels *et al.* (1995 a) n'observent plus de diminution de la densité de flux à 10 cm de haut pour des quantités de 500kg.ha⁻¹ et Sterk et Spaan (1997) observent même une augmentation de l'érosion pour les vents les plus forts avec un taux de 1000 kg.ha⁻¹. Ces auteurs reconnaissent par ailleurs que les taux de 1500 kg.ha⁻¹ ne peuvent être atteints à la surface des champs des paysans sahéliens sans un apport extérieur conséquent qui ne représente pas la réalité des pratiques culturales actuelles.

Le flux vertical d'émission des aérosols est lié au flux horizontal de saltation mesuré sur la surface des champs (figure 2.1). Ainsi, plus il se produit de la saltation, plus les émissions d'aérosols deviennent importantes. Or le flux horizontal de saltation croît avec la distance aux limites non érodables des champs et tend normalement à se stabiliser à partir d'une certaine distance (Bagnold, 1941 ; Stout, 1990 ; Gillette *et al.*, 1996 ; Zobeck *et al.*, 2003 ; Kardhous, 2005). La taille des champs est donc un facteur important qui influence le transport des masses par le vent. Au Niger, où la taille des champs est surtout d'ordre culturelle et conjoncturelle, la plus longue distance sur laquelle le flux horizontal a été suivi dans la région de Niamey ne dépasse guère 80 m (Biielders *et al.*, 2002). Or sur cette distance, ces auteurs n'ont pas observé de stabilisation du flux. La question se pose donc de savoir si une telle stabilisation peut se produire sur les parcelles traditionnelles au Niger et à partir de quelle distance.

Le présent travail s'effectue sur des champs cultivés traditionnellement par les agriculteurs en respectant les quantités et la répartition de résidus qui existent réellement dans la zone étudiée. Les objectifs visés dans cette partie, à travers des mesures précises et continues du flux horizontal et des résidus de culture sur 4 ans, sont : 1) de quantifier ces résidus de culture sur les champs traditionnels pour en déterminer leurs impacts sur l'intensité des flux et sur les bilans d'érosion éolienne tout au long du cycle saisonnier et 2) de suivre le flux horizontal sur une plus grande distance (plus de 300 m).

Les processus de l'érosion éolienne

L'érosion éolienne est la résultante de l'action mécanique exercée par le vent sur la surface du sol. Elle ne se produit que lorsque la contrainte exercée par le vent est supérieure aux forces qui maintiennent les particules au sol. Ces forces, liées à l'état de surface du sol, sont essentiellement déterminées par : le recouvrement par la biomasse, le travail du sol, la taille, la texture, des agrégats libres en surface, l'encroûtement et la teneur en eau. En dehors de l'encroûtement et de la teneur en eau, tous les autres facteurs développent une rugosité. Celle-ci peut être déterminée par la hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 qui est la hauteur théorique à laquelle la vitesse du vent s'annule (Stull, 1991). Elle renseigne sur la rugosité géométrique du terrain et s'avère être un bon indice de l'érodibilité des sols (Blumberg et Greeley, 1993). Plus elle est élevée, plus la rugosité est forte et plus il faudra un vent fort pour produire de l'érosion. L'ensemble de ces facteurs contribue cependant à maintenir les particules au sol et à augmenter leurs seuils de mouvement. Néanmoins, sur une surface donnée, l'érosion éolienne débute dès que le seuil de mouvement de ces particules est franchi.

Elle se traduit par l'enlèvement des particules du sol par le vent. Cet enlèvement se fait principalement par deux actions : la déflation et l'abrasion. La déflation est l'enlèvement direct des particules libres du sol par le vent. Elle s'exerce sur des substrats meubles : sols pulvérulents, dépôts alluviaux, etc. Par contre, l'abrasion consiste en l'enlèvement des particules de sol, à partir d'agrégats et/ou de sols encroûtés sous l'impact de l'action mécanique exercée surtout par des particules mobilisées en saltation. Ces particules, en percutant ces agrégats et croûtes, libèrent d'autres particules qui se mettent soit en mouvement à leur tour, soit seront emportées dans l'atmosphère (Gillette, 1979 ; Gomes *et al.*, 1990 ; Shao *et al.*, 1993 ; Alfaro et Gomes, 2001).

Par ailleurs, à titre individuel et en fonction de leurs tailles, les particules du sol se mettent en mouvement suivant trois modes principaux : la reptation, la saltation et la suspension (figure 2.1).

La reptation est le mode de transport des particules grossières de diamètre supérieur à 500 μm . Pour ces particules, les forces qui les maintiennent au sol (poids) sont supérieures à la contrainte exercée par le vent, ce qui ne permet pas à ce dernier de les soulever. Leur mouvement qui est fortement activée par l'impact des grains en saltation se fait alors par roulement lorsque les vents sont très forts.

La saltation est le mode de mouvement des particules ou des agrégats de particules, qui ont une taille comprise entre 20 μm et 500 μm . Dans cet intervalle, la mobilisation des particules par le vent concerne d'abord les particules de l'ordre de 100 μm de diamètre (Chepil, 1951). Ainsi, les particules en saltation peuvent être soulevées jusqu'à plusieurs mètres au-dessus du sol sous l'effet de la contrainte exercée par le vent. Cependant, l'essentiel d'entre elles restent limitées au premier mètre au-dessus du sol (Bagnold, 1941; Williams, 1964; Gillette, 1974). Les particules en saltation font, en effet, des sauts décrivant des trajectoires plus ou moins balistiques puis rebondissent à la surface. En effet, sous la pression du vent, ces particules quittent le sol, mais sont encore trop lourdes pour être transportées loin et donc, retombent assez vite vers la surface.

Les particules de taille inférieure à 20 μm , quant à elles, sont mises en suspension par les forces ascensionnelles du vent. En effet, de par leur taille, leur vitesse de chute est très faible et jugée inférieure à la portance du vent. Ainsi, du fait qu'elles sont légères, elles deviennent alors susceptibles d'être transportées sur longues distances. Leur temps de résidence moyen dans la troposphère est environ de 5 jours. Cependant, la mise en suspension des particules, est essentiellement produite par un processus intermédiaire (Chepil, 1945 ; Gillette, 1974 ; Nickling et Gillies, 1989) qui permet de les extraire de la couche de saltation. En effet, Chepil

(1965) avait supposé que la production de ces très fines particules (diamètre < 20 μm) était due au processus de 'sandblasting' une fois la saltation initiée (Gillette *et al.*, 1974). Ce procédé est basé sur la fragmentation des agrégats en particules individuelles par bombardement de particules de sable en saltation (Gillette, 1974 ; Gillette et Walker, 1977 ; Gomes *et al.* 1990 ; Shao *et al.* 1993). Ainsi, il en résulte la libération de fines particules qui sont collées soit ensemble, soit sur des grains, ou encore dans les interstices (Chester et Johnson, 1971 ; Gillette *et al.*, 1972), en raison de chocs suffisamment énergiques pour casser les forces de piégeage et de cohésion.

Il résulte ainsi que le déplacement d'une particule par le vent se fait soit de manière horizontale soit de façon verticale (figure 2.1). Ainsi donc, le mouvement des particules en suspension, lors de leurs émissions ou de leurs dépôts, est vertical tandis que les particules en reptation et saltation sont déplacées horizontalement. De ce fait, les transports de particules par saltation, en particulier, sont associés à la notion de flux horizontal. A l'inverse, la mise en suspension et le dépôt des particules de poussières sont caractérisés par un flux vertical d'émission et un flux vertical de dépôt respectivement. Dans les mêmes conditions, le flux horizontal et le flux vertical d'émission sont proportionnels (Gillette, 1979 ; Nickling et Gillies, 1989 ; Gillette *et al.*, 1995 ; Sabre *et al.*, 1997). Dans cette thèse, nous n'avons mesuré et étudié que le flux horizontal et le flux vertical de dépôt.

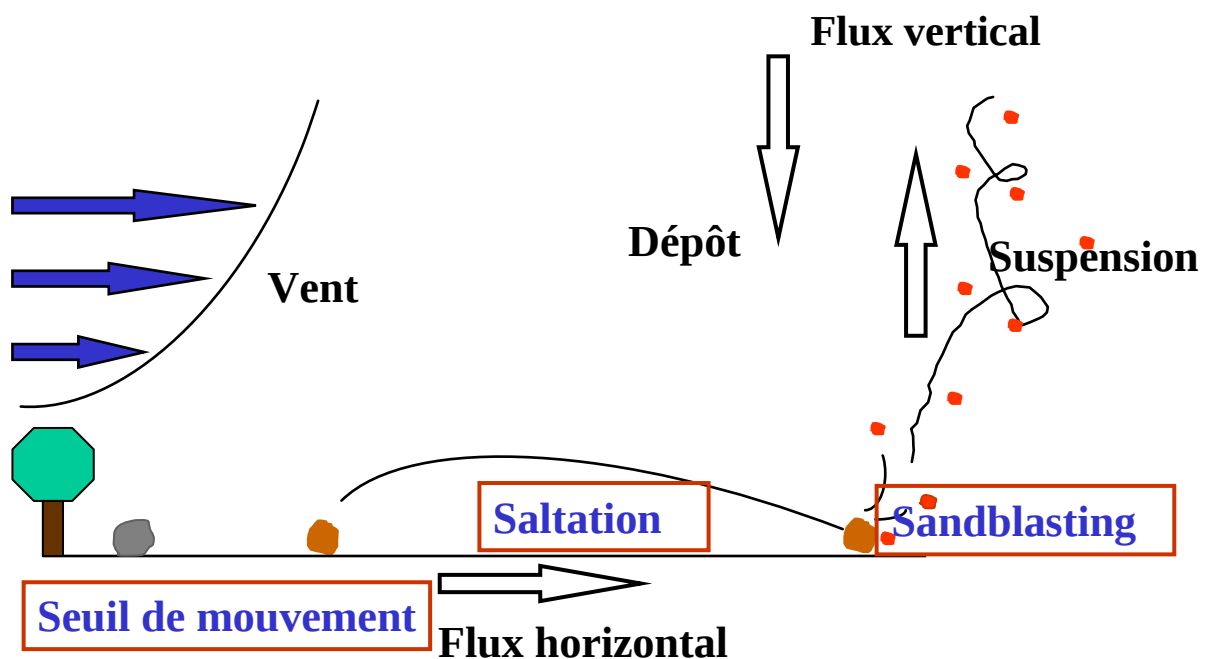
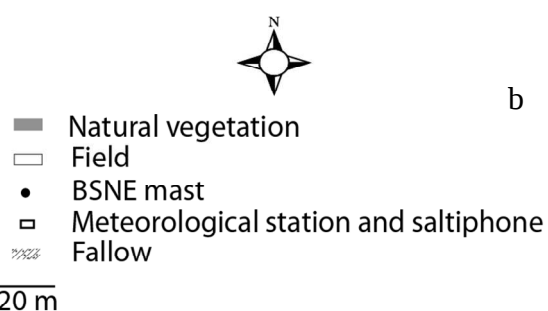
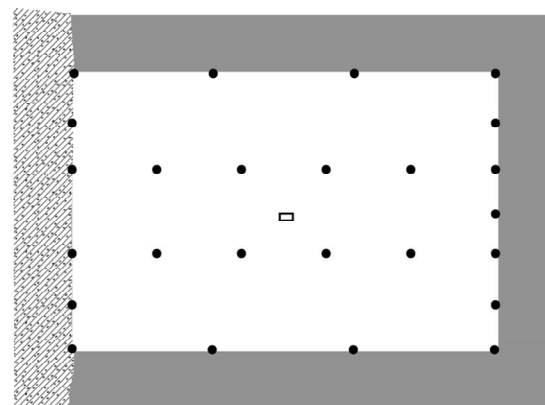
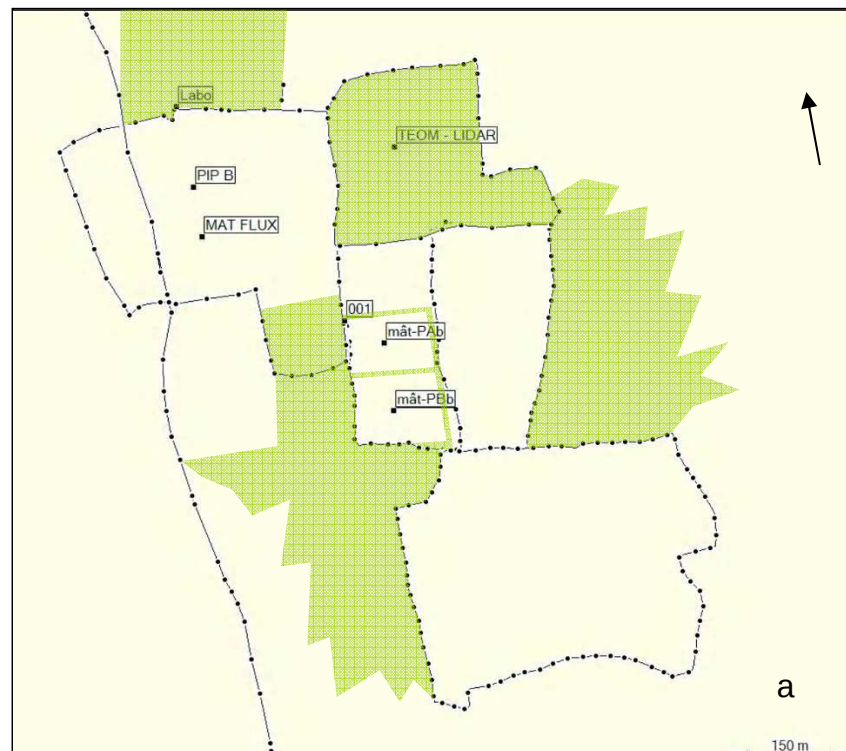


Figure 2.1 : Modes de transport des particules par le vent, et les flux associés

II. 2. Matériels et méthodes

II. 2.1. Les parcelles de mesures

Depuis juin 2005, deux parcelles, PA et PB, ont été instrumentées pour le suivi de l'érosion éolienne (figure 2.2a). Une troisième parcelle, PI, a été équipée en mars 2006 (figure 2.2a). Les parcelles PA et PB sont de forme rectangulaire et de même taille (100x150 m²). Elles sont entourées par des bandes végétalisées larges de 20 m où la végétation naturelle de type jachère a poussé. Ces bandes avaient pour but d'isoler les parcelles des flux de sédiments provenant des champs environnant. En effet, Biielders *et al.* (2002) ont montré que près de 90 % des flux entrant dans une telle zone sédimentent dans les premiers 20 m. PI est un champ traditionnel dont la surface atteint près de 22 ha. Durant la première campagne agricole (2005), PA et PB ont subi les mêmes traitements. Il s'est agi au cours de cette année de préparer les bandes végétalisées qui ont été obtenues en ne sarclant pas le champ à cet emplacement, ce qui a permis le développement des mauvaises herbes et des arbustes comme dans une jachère classique. Les traitements de PA et PB sont devenus différents à partir du 06 avril 2006. En effet, c'est à cette date que la parcelle PA a été mise à nu par ratissage des résidus de culture sur sa surface. Depuis, la surface de PA a été maintenue nue par des séances de désherbage, ramassage et suppression de toute forme de végétaux. Les parcelles PB et PI ont été travaillées de manière traditionnelle. Sur ces 2 parcelles, les agriculteurs jugent selon leur savoir à quelle période il faut défricher, semer, sarcler et récolter. Il faut noter que ces quatre actions constituent les pratiques culturales de base de la région.



Figures 2.2 : a) Situation des parcelles expérimentales (PA et PB avec des limites régulières au centre, PI = champ PIP B) et occupation des terres environnantes en 2006 (en vert : jachère, en blanc : champs de mil cultivés) relevés au GPS. La flèche indique le nord. b) Aspect de PA (au nord) et PB (sarclé dans ses parties sud et nord-ouest) à la date du 29 août 2006 (image PIXY, Rajot, 29 août 2006) et disposition des BSNE sur ces parcelles

II. 2. 2. Les mesures du flux horizontal

La mesure du flux a été faite grâce à l'utilisation de pièges à sable de type BSNE (Big Spring Number Eight) (Fryrear, 1986) montés sur des mâts. Chaque mât supporte 3 BSNE (figure 2.3), le plus bas étant un modèle légèrement différent des deux autres comportant une ouverture plus petite (2 cm^2 au lieu de 10 cm^2) pour tenir compte des flux maximaux près de la surface du sol. Les 3 BSNE sont installés à 5, 15 et 35 cm environ. Ces hauteurs d'installations sont justifiées par la hauteur de la couche de saltation qui est largement inférieure au mètre. L'implantation des BSNE est identique sur les parcelles PA et PB (figure 2.2b). Ainsi, pour mesurer des flux représentatifs, 25 mâts de 3 BSNE sont installés sur chacune de ces parcelles. Les BSNE sont installés autant sur les bordures qu'à l'intérieur des parcelles suivant des alignements est-ouest (Figure 2.2b). Cette orientation d'Est en Ouest des BSNE a été choisie parce qu'elle est la direction dominante des vents convectifs qui provoquent les intenses érosions dans l'Ouest du Niger (Michels *et al.*, 1995 a,b). Sur PI, 48 mâts de 3 BSNE ont été installés suivant 7 transects orientés entre le NNE et le SSE.

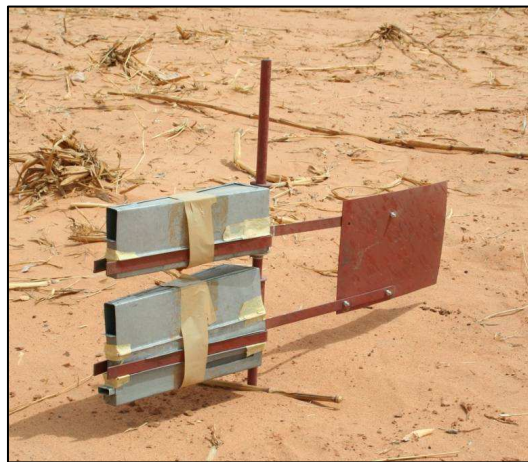


Figure 2.3 : Un mât de BSNE (Photo : Abdourhamane Touré, 2007)

Après chaque événement érosif, les sédiments piégés dans les BSNE sont collectés et pesés ; les hauteurs au dessus du sol des ouvertures des BSNE sont également mesurées dans l'axe du vent par utilisation d'une règle graduée pour tenir compte des éventuelles variations de topographies en fonction de la direction des vents érosifs. S'il pleut après la phase érosive, les sédiments sont séchés à l'étuve à 60° C pendant 3 jours avant d'être pesés.

Pour un événement, une densité de flux $Q(z)$ (kg.m^{-2}) est déterminée à chaque BSNE dont le centre de l'ouverture est situé à une hauteur z par rapport au sol, en supposant une efficacité

de 100 % des pièges à sables (Goossens *et al.*, 2000). Elle est obtenue en divisant la masse $m(z)$ de sédiments piégés dans un BSNE par sa surface d'ouverture $s(z)$.

$$Q(z) = m(z) / s(z) \quad 1$$

La densité de flux est maximale près du sol et suit une loi de puissance selon la hauteur (Fryrear *et al.*, 1991 ; Stout et Zobeck, 1996 ; Sterk et Raats, 1996).

$$Q(z) = a(z + 1)^b \quad 2$$

Où a est la densité de flux à la hauteur $z = 0$ et b un paramètre adimensionnel.

L'intégration de la densité de flux sur la hauteur de saltation fixée à 0.4 m (Rajot *et al.*, 2009) donne le flux horizontal d'érosion (Fh) exprimé en kg.m^{-1} par événement. Il correspond à la masse de sédiment traversant une section de largeur unitaire perpendiculaire au vent pendant la durée totale d'un événement érosif.

$$Fh = \int_0^{0.4} Q(z) = \frac{a}{b+1} (0.4+1)^{(b+1)} - 1 \quad 3$$

II. 2. 3. Les paramètres dynamiques

II. 2. 3.1. Vitesse, direction du vent et pluviométrie

Pour calculer la hauteur de rugosité Z_0 (§I.2.3.2.), il est nécessaire de mesurer des profils verticaux de vitesse du vent (Zobeck *et al.* 2003). Durant la première année de mesure (2005), un seul mât de 4 anémomètres a été implanté au milieu de PA, puis dès mars 2006 chacune des parcelles (PA, PB) a été munie d'un mât de mesure du profil du vent en son milieu (figure 2.4). Sur PA et PB les anémomètres étaient étagés à 0.35, 0.70, 1.40 et 2.50 m de hauteur. Les vitesses de vent (en m.s^{-1}) ont été stockées dans des centrales d'acquisition (Campbell CR10X). Elles correspondent à des moyennes sur 5 minutes de mesures effectuées toutes les 10 secondes.

La direction du vent a été mesurée par un anémomètre sonic 2D (Windsonic Gill Instrument Ltd) situé à 200 m des parcelles sur une station de monitoring des poussières désertiques

(Marticorena *et al.* 2010). Comme pour les anémomètres, la mesure de la direction du vent est effectuée toutes les 10 secondes, mais seule la moyenne sur 5 minutes est stockée dans la centrale d'acquisition (CR200 Campbell ©).

La pluie est mesurée au même pas de temps grâce à un pluviographe à auget basculeur (ARG100 Tipping Bucket Raingauge Campbell ©).

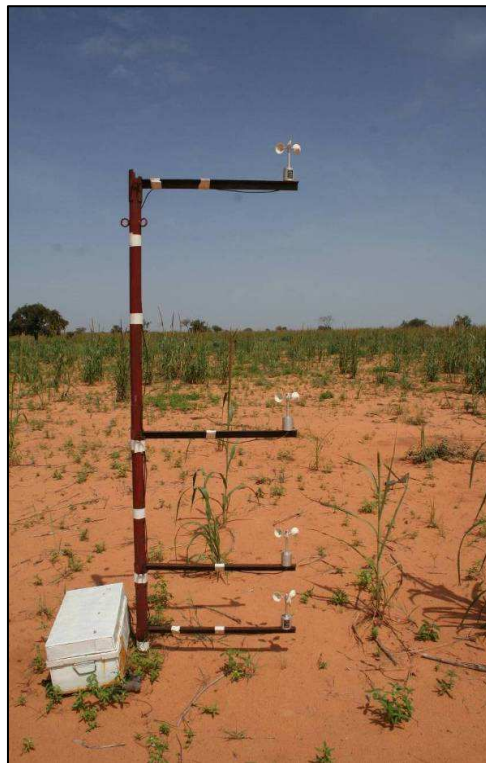


Figure 2.4 : mât d'anémomètres installés sur PB (Photo : Rajot, août 2008)

II. 2. 3. 2. La hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0)

Elle est déterminée à partir des profils de vent mesurés sur chaque parcelle (figure 2.4). En l'absence de profil de température, le calcul est fait pour des conditions correspondant à une neutralité dynamique. Z_0 est ainsi calculé lorsque les vents à 0.35 m. sont supérieurs à 2.5 m.s^{-1} . Ce seuil permet de minimiser les effets de l'instabilité thermique de l'atmosphère (Lancaster and Baas 1998). L'équation théorique ci-dessous a été utilisée pour calculer Z_0 :

$$U(z) = (U^*/k) * \ln(z/Z_0)$$

4

Avec $U(z)$ (m.s^{-1}) : la vitesse moyenne du vent à la hauteur z (m) ; U^* (m.s^{-1}) : la vitesse de friction du vent ; k ($= 0.4$) : constance de Von Karman.

Cette équation est ajustée sur le profil de vitesse du vent après linéarisation pour en dériver la valeur de Z_0 et U^* . Cette méthode a été utilisée par Rajot (2001), Zhang et al (2004), Marticorena *et al.* (2006), Tidjani (2008). Une valeur médiane quotidienne est calculée pour l'ensemble des mesures disponibles sur chaque journée.

II. 2. 3. 3. Détermination de la vitesse seuil

La vitesse seuil d'érosion est un paramètre difficile à mesurer sur le terrain. Elle correspond théoriquement à la vitesse du vent pour laquelle les premiers grains de sable se mettent en mouvement à la surface du sol. Les grains ayant la taille optimale pour l'érosion éolienne et une vitesse seuil minimale ont un diamètre variant entre 60 et 100 μm (Chepil and Woodruff, 1963). Or les capteurs de saltation (Saltation Impact Sensor) (figure 2.5) ne sont généralement pas sensibles aux impacts de telles particules pour les vitesses de vent les plus faibles qui correspondent au seuil. Ainsi, Van Pelt *et al.* (2009) ont montré que les saltiphones que nous avons utilisés n'enregistrent que les impacts des grains d'un diamètre supérieur à 150 μm pour une vitesse de vent de 7.5 m.s^{-1} . Par ailleurs, ces capteurs ne peuvent pas être placés au niveau de la surface du sol. Ils ne peuvent donc pas enregistrer les premiers mouvements des particules de sable. Cependant, à partir des mesures dont nous disposons, obtenues par deux saltiphones installés à la même hauteur (7 cm de haut) sur chaque parcelle qui enregistrent les impacts des grains de sables cumulés sur une durée de 10 secondes, nous avons défini une vitesse seuil d'érosion qui permet de comparer la sensibilité au vent des deux types de surface étudiées. Cette vitesse seuil est calculée sur une période de 1 mois de la façon suivante.

Les nombres d'impacts sur 10 secondes sont d'abord cumulés sur une durée de 5 minutes pour faire correspondre le pas de temps de la mesure de la saltation à celui de l'enregistrement de la vitesse du vent. Par ailleurs, les mesures de saltations obtenues au cours des pluies ne sont pas prises en compte. De même, pour que la vitesse seuil de saltation ne soit pas influencée par l'effet de l'humidité des sols, les mesures intervenues pendant les 24 heures qui suivent ces pluies n'ont été pas prises en compte non plus.

Les vitesses de vent (mesurées à 2.50 m. sur PA et PB) sont réparties en classes de $0,2 \text{ m.s}^{-1}$. Il est alors possible de définir une probabilité d'occurrence de saltation P_i pour chaque classe de vitesse de vent i .

$$P_i = (n_i / N_i) \times 100$$

5

Où n_i est le nombre d'individus de la classe i ayant produit de la saltation (nb de coup > à 1 cps/5mn), N_i l'effectif de la classe i .

Nous avons adopté pour vitesse seuil, la classe de vitesse de vent (d'effectif supérieur ou égal à 10) ayant une efficacité de saltation de 50 % (figure 2.6).



Figure 2.5 : saltiphone installé sur PB (Photo : Abdourhamane Touré 2007)

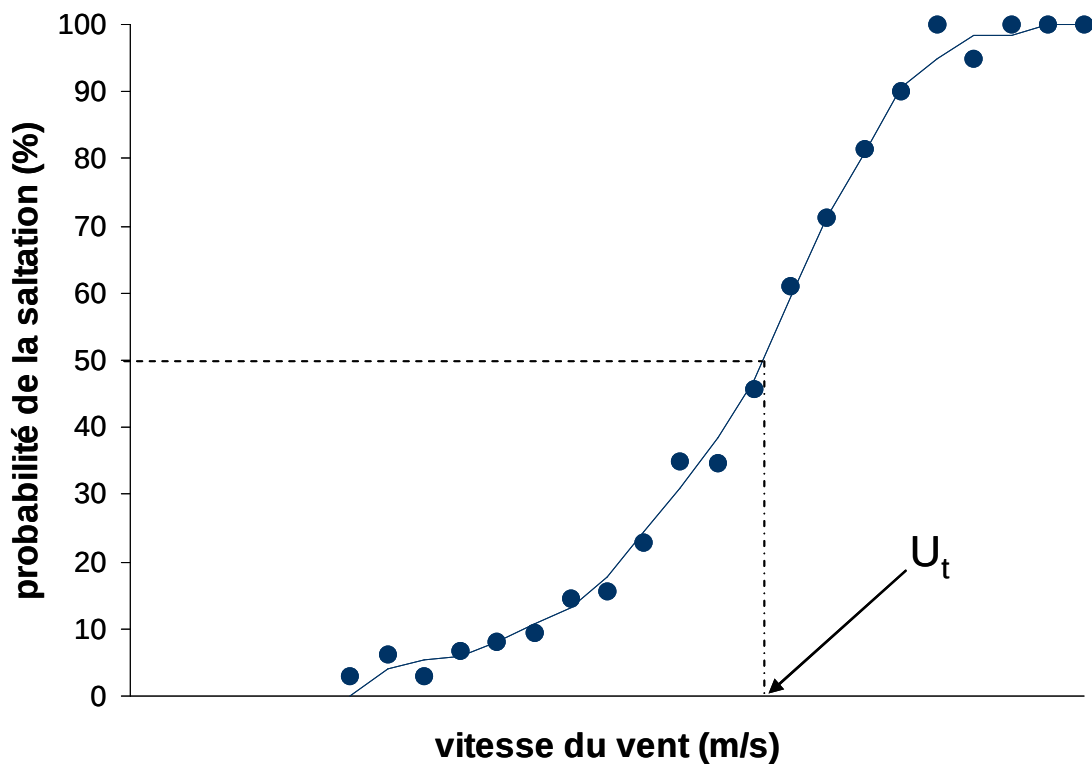


Figure 2.6 : Exemple de détermination de la vitesse seuil (U_t)

II. 2. 4. L'étude des résidus de culture

Pendant la saison des pluies, la végétation des champs sahéliens est composée essentiellement de plants de mil (*Pennisetum glaucum*). Le développement (hauteur) d'une soixantaine de plants de mil est suivi toutes les semaines sur la parcelle PB. Durant la saison sèche, la biomasse des champs se compose principalement des résidus de culture, c'est-à-dire les tiges et souches de mil. Les herbes sont aussi présentes de même que quelques débris de bois. Ces résidus de culture se répartissent de façon hétérogène à la surface des champs. Deux types de mesures ont été effectués afin de suivre au cours du temps avec la meilleure précision possible l'évolution de la couverture des champs par les résidus de culture.

II. 2. 4.1. Les mesures de la densité de résidus de culture

La densité de résidus de culture (DRC) correspond à la masse de résidus présente sur une surface unitaire du champ. Du fait de l'hétérogénéité de la distribution des résidus de culture, la mesure de la densité a concerné des surfaces représentant la plus large gamme de variation de densité possible. Les surfaces rectangulaires ($S = 3\text{ m} \times 4\text{ m}$) sont délimitées dans les parcelles puis photographiées. Les résidus de culture contenus dans le cadre rectangulaire sont ramassés et mis dans des sacs. Ils sont séchés à l'étuve à 80° pendant 3 jours puis pesés au laboratoire à l'aide d'une balance (Denver instrument XP-3000, précision = $\pm 0,1\text{ g}$). La DRC ($\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1}$) est obtenue en divisant la masse séchée (m) de résidus collectés (kg) par la surface S (ha).

$$\text{DRC} = m / S$$

6

Les souches de mil et les racines des herbes complètement enfouies ne sont pas incluses dans la détermination de la densité du fait qu'elles ne jouent pas sur la rugosité de surface.

II. 2. 4. 2. Les mesures du taux de recouvrement par les résidus de culture

Le taux de recouvrement par les résidus de culture (RRC) correspond à la proportion de la surface couverte par les résidus de culture sur la surface de référence (S). Il est déterminé par

le traitement de photographies prises régulièrement en des points fixes depuis 2006. Dix surfaces de référence fixes ont été établies sur chaque parcelle PA et PB. Elles sont situées à 20 cm à l'Est des BSNE placés à l'intérieur des parcelles (figure 2.2). Les photos sont prises avec un appareil numérique (canon EOS 350) à 6 m au dessus du sol grâce à l'utilisation d'un escabeau. Les photos subissent un traitement préliminaire sous Adobe Photoshop consistant à redresser la surface de référence S et à rendre sa taille proportionnelle aux dimensions réelles (taille photo 900×1200 pixels ; taille surface de référence $3\text{m} \times 4\text{m}$). Les photos sont ensuite analysées sous ImageJ. Ce logiciel permet de distinguer les pixels correspondant aux résidus de culture de ceux correspondant au sol nu et ainsi de déterminer le RRC (figure 2.7).

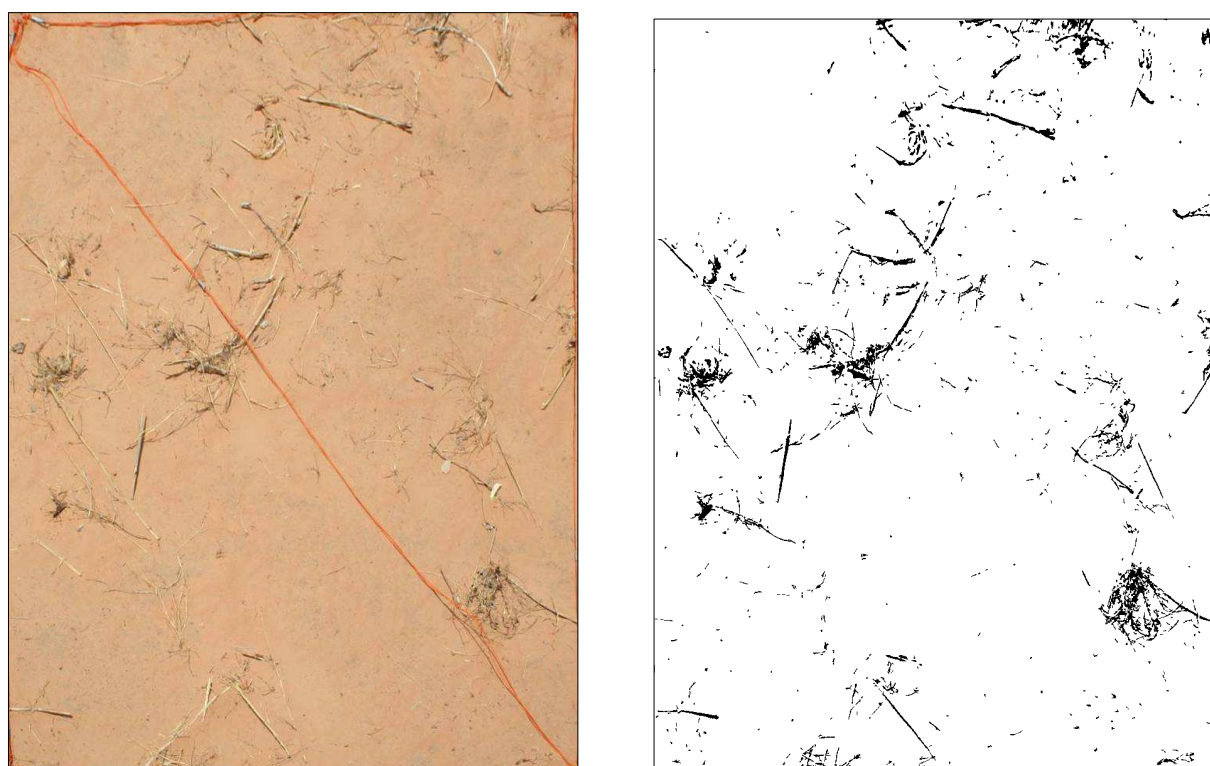


Figure 2.7 : Exemple de traitement et de détermination du RRC (ici 3,1 %) avec ImageJ

II. 2. 5. Les mesures du bilan de masse

II. 2. 5. 1. Méthode de mesure à l'échelle des parcelles PA et PB

A l'échelle de la parcelle cultivée, c'est le flux horizontal mesuré sur les limites des parcelles qui est utilisé pour calculer le bilan de masse (Rajot *et al.* 2009). La première étape est de calculer la direction moyenne du vent pour chaque événement érosif. Pour ce faire, les

saltilphones installés au milieu de chacune des parcelles PA et PB permettent de mesurer exactement la date de début et de fin de chaque événement érosif. Il est ainsi possible de connaître exactement la direction et la vitesse du vent pendant la phase d'érosion. Une direction moyenne est alors calculée en pondérant la valeur de la direction par le cube de la vitesse du vent sur chaque intervalle de mesure (annexe 1). En effet l'intensité de l'érosion est généralement considérée comme dépendant du cube de la vitesse du vent et c'est bien au cours des phases les plus intenses d'érosion que se produit l'essentiel des pertes en terre. Il s'agit donc de privilégier les directions qui correspondent à ce maximum d'érosion dans les calculs. Cette direction permet de déterminer à chaque événement érosif le côté au vent (où les flux entrent) et le côté sous le vent (où les flux sortent). Seuls les mâts de BSNE situés sur les bordures des parcelles ont été utilisés dans le calcul du bilan d'érosion. La masse de sédiment (M) qui passe à travers un segment compris entre deux mâts de BSNE successifs (i et i+1) est calculée en faisant l'hypothèse d'une variation linéaire du flux horizontal entre eux. Cette masse est alors le produit de la moyenne des flux mesurés au niveau de ces mâts successifs par la distance D (m) perpendiculaire au vent qui les sépare (figure 2.8). D est obtenue selon la formule ci dessous :

$$D = d \sin ((\beta - \alpha)) \quad 7$$

Où d (m) est la distance qui sépare les 2 mâts successifs, α : l'angle de la direction moyenne du vent par rapport au Nord, β : l'angle du segment par rapport au Nord (rotation antihoraire) (Figure 2.8). Le signe de D ainsi obtenu est positif pour les flux entrant et négatif pour les flux sortant.

La masse de sédiment traversant le segment est :

$$M_i = ((F_{h_i} + F_{h_{i+1}}) / 2) \times D \quad 8$$

Avec M_i (kg) la masse entrant (positive) ou sortant (négative) entre les mâts successifs de BSNE i et i+1, $F_{h_i} + F_{h_{i+1}}$ les flux horizontaux (kg.m^{-1}) mesurés respectivement au niveau de ces 2 mâts.

La masse totale de sédiments déposés ou perdus (dM) au cours d'un événement érosif est la somme des masses entrant dans la parcelle diminuée des masses sortant de la parcelle :

$$dM = \sum M_i \quad 9$$

En divisant dM par l'aire des parcelles (S_p (ha)), on obtient des pertes en terre (ou des gains) par unité de surface ΔM exprimées en tonnes par hectare ($t\ ha^{-1}$)), grandeur généralement utilisée pour la caractérisation des bilans.

$$\Delta M = dM / S_p$$

10

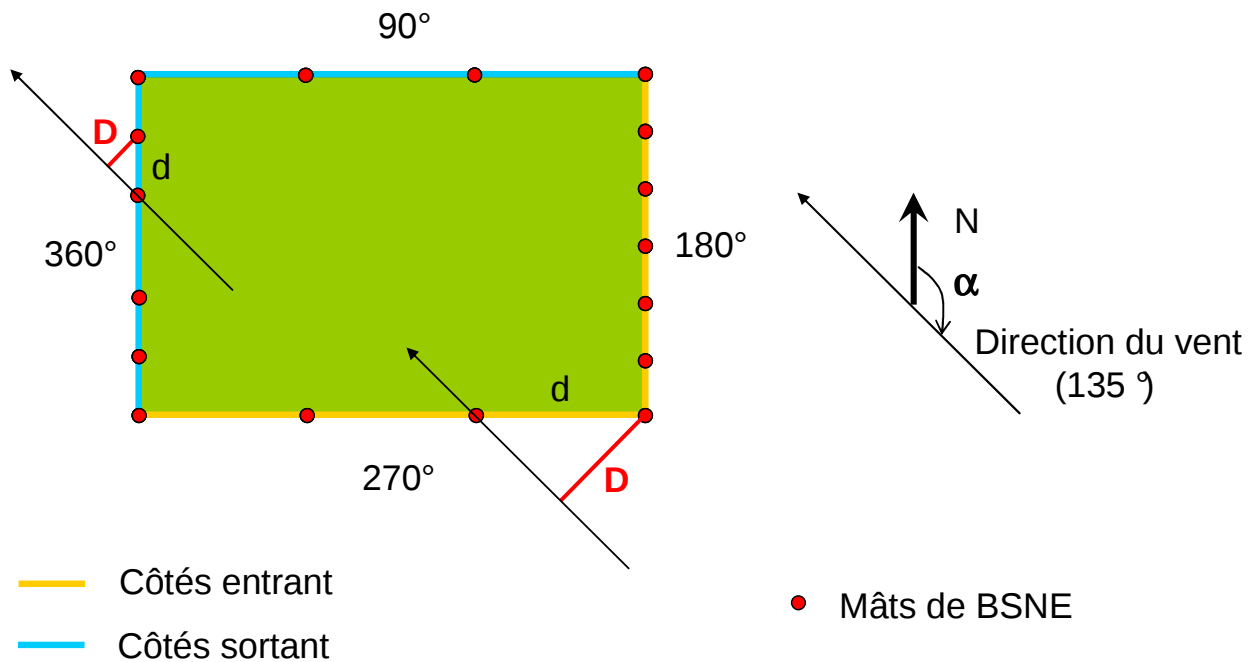


Figure 2.8 : Détermination des côtés entrant et sortant des parcelles relativement à la direction du vent (exemple pour un vent du sud est = 135°)

II. 2. 5. 2. Variation du flux horizontal suivant la distance à des limites non érodables

Pour suivre l'évolution du flux en fonction de la distance, les coordonnées géographiques des limites des surfaces non érodables (bandes végétalisées et jachères) entourant les parcelles PA, PB et PI ont été relevées au GPS Garmin (figure 2.2a) tout comme l'ont été les mâts de BSNE installés sur ces surfaces. Ces coordonnées ont été ensuite converties en coordonnées cartésiennes dans la projection UTM (Universal Transverse Mercator).

La distance entre un mât de BSNE et la limite au vent, la plus proche, des jachères et/ou des bandes végétalisées dépend de la direction des vents érosifs qui elle-même varie d'un

événement à l'autre. Ainsi pour chaque événement érosif, une direction moyenne des vents érosifs a été déterminée. Selon cette direction, la distance de chaque mât de BSNE aux limites non érodables des parcelles a été calculé (annexe 2).

En 2008, des bandes larges de 1 m et distantes de 30 m. sur lesquelles nous avons laissé la végétation naturelle se développer ont été délimitées sur la parcelle PA afin de tester l'effet de tels aménagements pour lutter contre l'érosion éolienne. Des herbacées naturelles ont poussé dans ces bandes à partir de la saison des pluies 2008 et plus particulièrement en 2009. Elles sont donc susceptibles d'avoir influencé les flux à partir de la saison sèche 2008/2009.

II. 3. Résultats et discussions

II. 3. 1. Climatologie: direction et vitesse des vents, et pluie

La direction journalière moyenne du vent (Figure 2.9) présente une dynamique saisonnière bien marquée et typique des vents alizés qui balaient le Sahel (*e.g.* Mainguet et Chemin, 1978 ; Karimoune, 1994 ; Sivakumar et Michels, 1996 ; Ozer, 2001). Deux principales directions de vents moyens dominent donc la région : il s'agit de l'Harmattan, vent sec de direction nord-est qui souffle entre novembre et mars, et le flux de mousson, vent humide qui souffle entre mai et septembre avec une direction sud-ouest (Figure 2.9). Avril et octobre sont des mois de transition où on note des changements de direction qui passe de nord-est à sud-ouest et inversement. Ce balancement des directions de vent est lié au déplacement saisonnier de la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ).

Les premières pluies se produisent au cours de la période de mousson, généralement à partir de fin mai, lorsque la couche de mousson atteint une épaisseur suffisante pour permettre la convection. Elles deviennent plus régulières à partir de mi juillet jusqu'à fin août (Lebel *et al.* 1997, Lebel et Ali, 2009). L'essentiel des pluies se produit au cours d'événements convectifs de méso-échelle (Mesoscale Convective System - MCS) qui balaient généralement le Sahel d'Est en Ouest (D'Amato et Lebel 1998). Ces systèmes sont précédés de vents violents, mais de très courte durée (10 à 30 minutes).

Les vitesses de vent, comme l'ont évoqué Marticorena *et al.* (2010), ne présentent pas une dynamique saisonnière aussi marquée que la direction ou l'humidité de l'air. Les moyennes journalières dépassent très rarement 5 m.s⁻¹ à 2.5 m de haut sur les surfaces cultivées. Pour la vitesse maximale journalière sur 5 minutes, on observe d'une part des vitesses dépassant

régulièrement la vitesse 7 m.s^{-1} et d'autre part que les fortes vitesses se situent principalement en début de période de mousson de mai à mi juillet (Figure 2.10). Ces fortes vitesses correspondent généralement au passage des événements convectifs décrits plus haut.

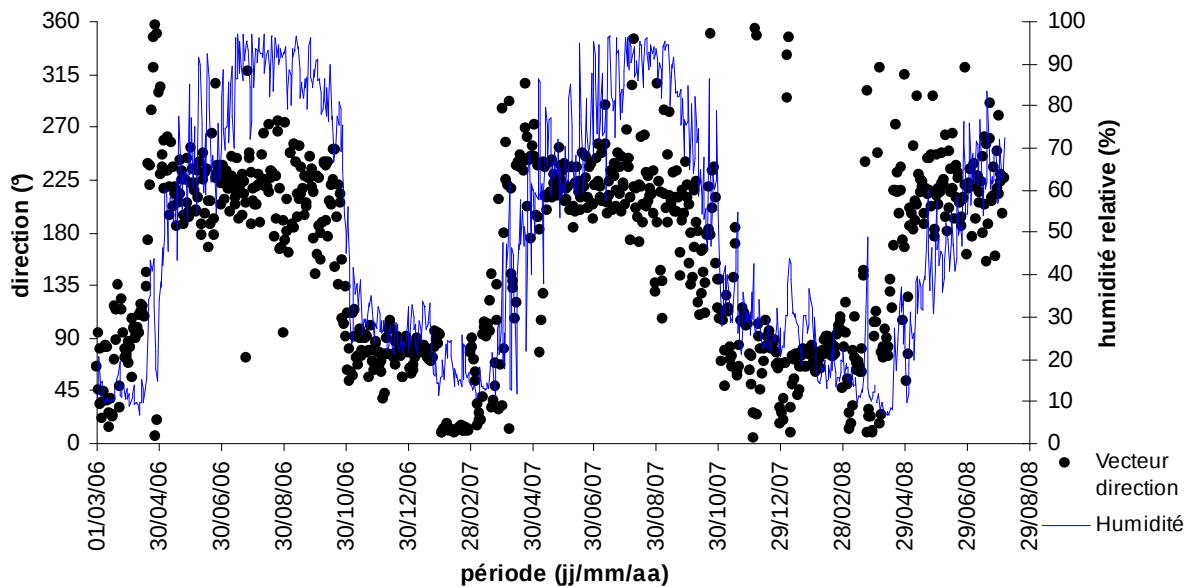


Figure 2.9 : variation saisonnière de la direction moyenne journalière du vent et de l'humidité relative **mesurées à Banizoumbou**. Ces deux variables covarient et permettent d'identifier les périodes d'Harmattan et de flux de mousson

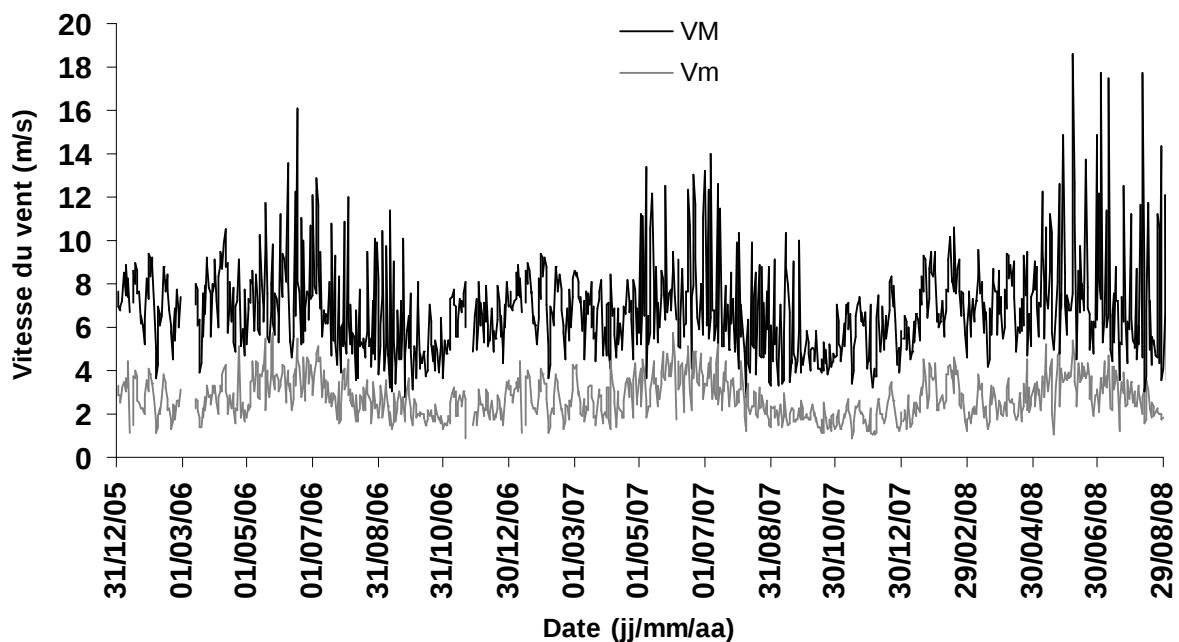


Figure 2.10 : Variation saisonnière des vitesses maximale (VM) sur 5 minutes et moyenne journalières (Vm) mesurées à 2,5 m de hauteur

II. 3. 2. Dynamiques de l'érosion éolienne sur les parcelles PA et PB

Les mesures de flux d'érosion éolienne ont été menées de manière précise et continue sur plus de 4 ans sur les deux parcelles. On distingue 2 périodes principales dans cette étude : avant et après le traitement de PA. Celui-ci a consisté à supprimer les résidus de culture à la surface de PA par ratissage le 06 avril 2006. Depuis cette date, la surface de PA est maintenue nue par ratissage tandis que PB a continué d'être cultivée de façon traditionnelle.

II. 3. 2.1. Dynamiques de l'érosion avant le traitement de PA

Durant cette période allant du 10 juin 2005 au 6 avril 2006, les parcelles PA et PB ont été cultivées traditionnellement de façon exactement similaire. Les mesures du profil de vent ont montré que la hauteur de rugosité aérodynamique effectuées, elles, simultanément sur 20 jours, n'était pas significativement différente sur les 2 parcelles (figure 2.11 b). De plus, dix huit événements érosifs ont été enregistrés au cours de cette période et de même les mesures de flux d'érosion étaient identiques sur les 2 parcelles (figure 2.11 a). Ces mesures ont permis de confirmer les observations visuelles qui indiquaient que les états de surface étaient tout à fait semblables. Il en résulte donc que ces parcelles avec résidus de culture, cultivées de façon traditionnelle, fonctionnent sensiblement de la même façon. Par conséquent, on peut comparer PA et PB en leur appliquant des traitements différents par suppression des résidus de culture sur PA.

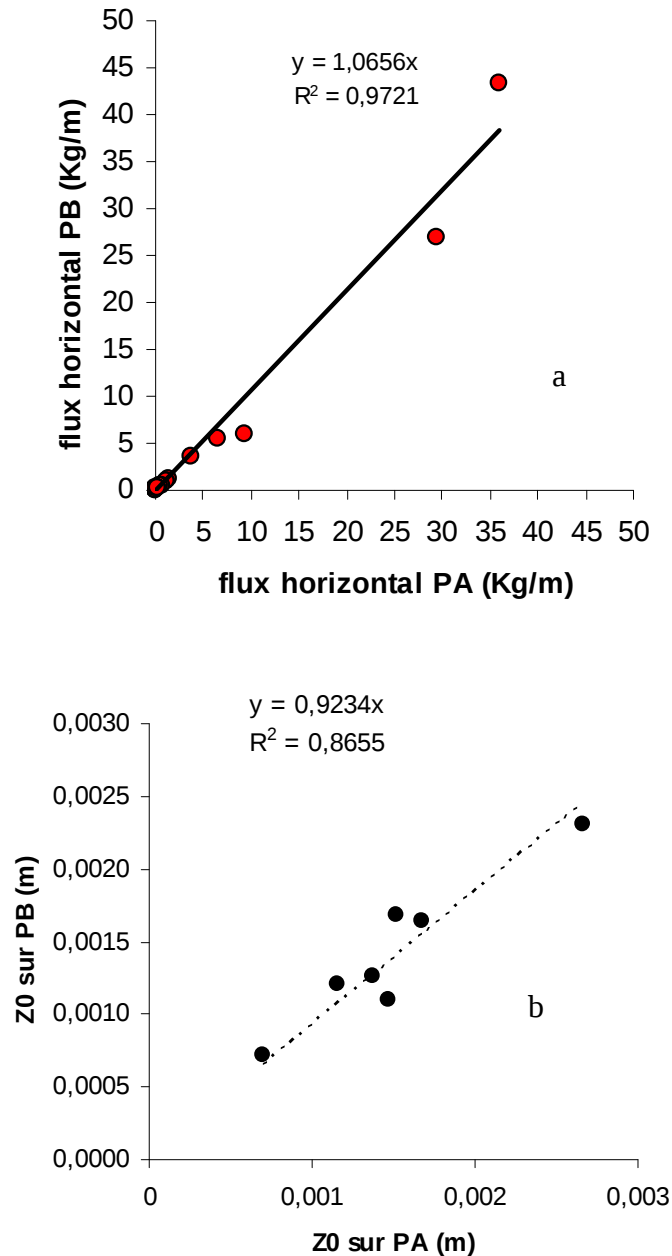


Figure 2.11 : Comparaison des flux horizontaux moyens (a) et de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z0) (b) sur PA et PB avant ratissage de PA.

II. 3. 2. 2. Dynamiques de l'érosion après le traitement de PA

II. 3. 2. 2. 1. Dynamiques de la végétation sur la surface champs cultivés

Les sols cultivés du Niger sont extrêmement sableux (Gavaud, 1977) et généralement classés comme psammentic (Soil Survey Staff, 1975) ou aéronosols cambique (ISSS *et al.*, 1994). Avec plus de 90 % de sable dans les premiers centimètres du sol (Rajot *et al.*, 2003), ces sols

ne présentent généralement pas de motte ou de caillou à leur surface susceptible d'influencer leur rugosité. Celle-ci est donc essentiellement contrôlée par le cycle de la végétation.

La physionomie de la surface des champs sahéliens est intimement liée aux saisons qui caractérisent la zone. Au Niger, comme dans la plupart des pays sahéliens, le mil est la principale culture vivrière. Il est semé à sec pendant la saison sèche ou au début de la saison des pluies ou dans les trois jours qui suivent la première pluie importante. Le mil est semé en poquets dans des petits trous (~ 15 cm de profondeur) creusés à la houe et distants d'environ un mètre l'un de l'autre. Le sarclage des champs est fait à l'iler qui est un outil qui permet de cultiver la partie superficielle (2 à 5 cm) de la surface des champs. De telles pratiques sont rencontrées dans la plupart des zones sableuses du Sahel où se pratique la culture du mil (McIntire *et al.*, 1989). Au fil de la saison pluvieuse, la végétation (les plants de mil essentiellement) se développe dans les champs suite aux précipitations (Figure 2.12). Elle atteint son maximum en fin de saison des pluies (fin septembre/début octobre). Et c'est à la fin de cette période qu'intervient la récolte (Figure 2.12). Après cette période les tiges de mil restent dressées et sont en partie consommées par le bétail ou collectées comme matériaux de construction. Dès les mois de décembre/janvier, les champs sont défrichés, c'est-à-dire que les plants de mil encore debout sont dessouchés et couchés sur le sol de même que les rejets d'arbustes lorsqu'ils existent.

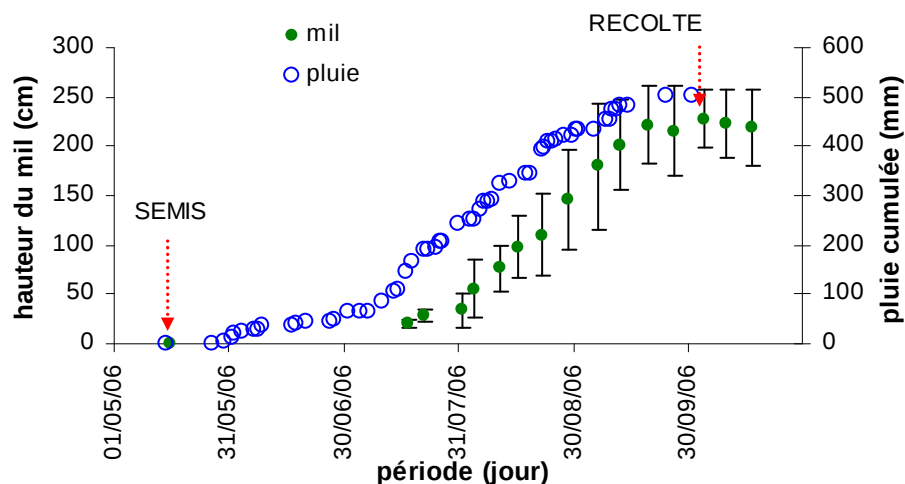


Figure 2.12 : Suivi de la hauteur du mil et pluie cumulée pour la saison sur PB en 2006

Le RRC est suivi à partir du défrichage (Figure 2.13). Son évolution montre que la surface des champs présente le maximum de couverture juste après le défrichage : il baisse de façon exponentielle passant de 12 % dix jours après le défrichage à moins de 2 % quatre mois plus tard. Cette baisse du RRC s'explique par divers facteurs dont l'enfouissement de ces résidus par piégeage de sédiments, leur consommation par le bétail, leur utilisation par l'homme comme combustible ou comme matériau de construction ou encore leur consommation par les termites. Elle est plus rapide au début du fait de la présence de feuilles de mil, plus facilement dégradables ou consommées par le bétail que les tiges.

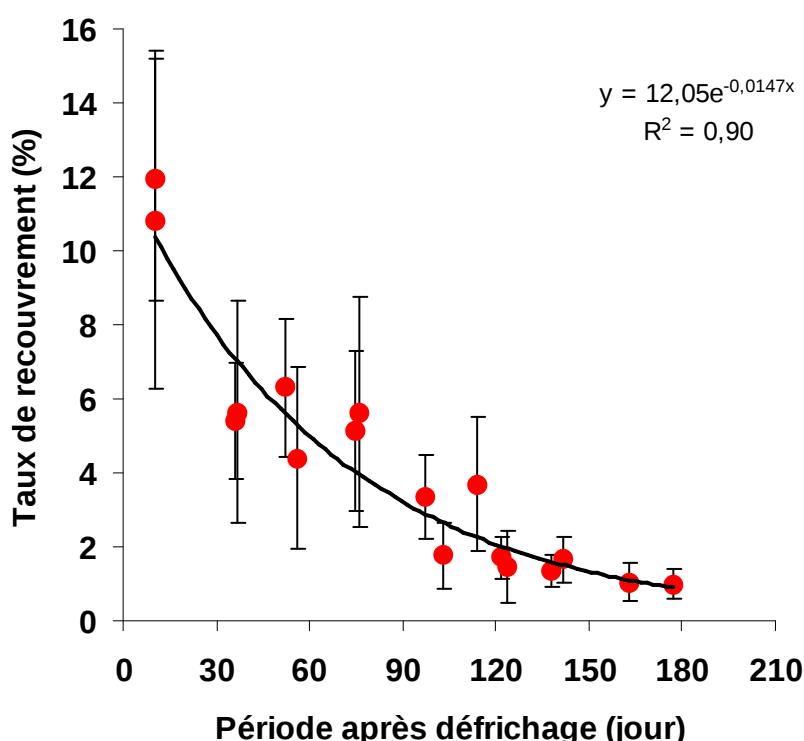


Figure 2.13 : Evolution du taux de recouvrement après le défrichage sur 3 campagnes agricoles sur PB et PI

La mesure conjointe de la DRC et du RRC sur des champs paysans nous a permis d'établir une relation fiable entre ces deux variables (Figure 2.14).

$$\text{RRC (\%)} = 0.014 \text{ DRC (Kg.ha}^{-1}\text{)} + 0.230 \text{ (N obs = 31; R = 0.95)} \quad 11$$

Il est donc possible, en utilisant cette relation, d'estimer la DRC sur les surfaces de PB et PA à partir des nombreuses mesures de RRC.

Aussi, Il apparaît que les taux maximaux de recouvrement obtenus juste après le défrichage correspondent à des densités voisines de 800 kg.ha⁻¹.

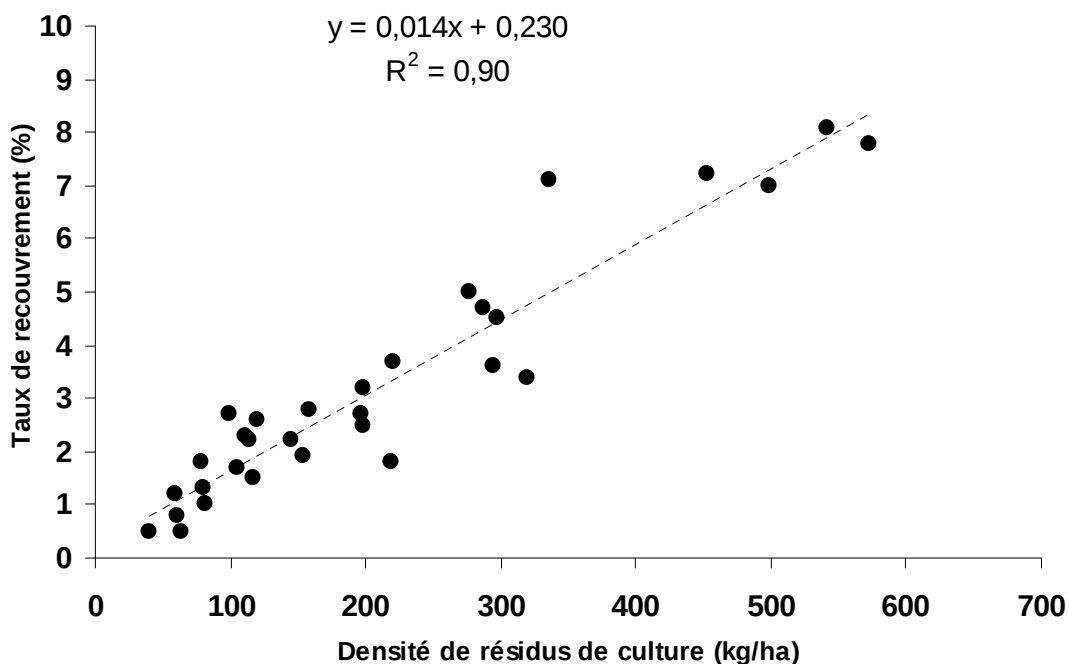


Figure 2.14 : Relation entre densité de résidus (DRC) et taux de recouvrement par les résidus (RRC) de culture mesurés sur des surfaces cultivées traditionnellement, dont PB et PI, à Banizoumbou

Sur la même zone d'étude, Hiernaux *et al.* (2009) ont mesuré pendant 13 années consécutives la production en paille de mil et en mauvaises herbes de champs traditionnels non fumés. Les rendements obtenus ne dépassent pas 1500 kg.ha⁻¹ en moyenne. Sachant que notre valeur de 800 kg.ha⁻¹ est obtenue environ 4 mois après l'estimation de ces rendements, c'est-à-dire après les prélèvements de paille de construction et après une première consommation par le bétail, ces deux mesures sont tout à fait cohérentes. Il faut noter qu'en fin de saison sèche, les densités de résidus de culture sur les champs traditionnels non fumés sont de l'ordre de 100 kg.ha⁻¹, c'est-à-dire 5 fois plus faibles que les plus faibles densités testées par Michels *et al.* (1995a).

II. 3. 2. 2. 2. Relations entre le cycle de la végétation et la hauteur de rugosité aérodynamique

Après le traitement par ratissage de PA, le Z0 est devenu très différent sur les 2 parcelles. Sur PA, sa valeur a drastiquement baissé et oscille entre 10⁻⁴ m et 10⁻⁵ m tandis que sur PB, elle

varie entre 10^{-3} m et 10^{-1} m, soit plus de 2 ordres de grandeurs de différence (figure 2.15). Par ailleurs, Z_0 ne varie pas significativement en fonction de la période de l'année sur PA tandis que son évolution présente un cycle en trois phases sur PB : 1) entre avril et juillet la valeur du Z_0 est minimale, très bruitée, mais présente une tendance à la baisse, 2) en août, il amorce une croissance jusqu'à atteindre sa valeur maximale entre septembre et novembre 3) puis il décroît continuellement jusqu'à atteindre la valeur de la première phase. A noter que durant la période de mesures, des décroissances brutales de Z_0 peuvent être observées comme au début de l'année 2007. Celle-ci correspond au défrichage du champ. Le début de la phase 1 est marquée par un brusque saut en avril. Celui-ci est dû au changement de direction du vent (figure 2.9) lié à la mise en place du flux de mousson. La variation de Z_0 peut s'expliquer par la grande hétérogénéité tant du point de la rugosité que de la topographie de la surface des champs qui varient selon la direction. Une telle variation du Z_0 selon la direction est bien connue pour les champs nigériens (Rajot *et al.*, 2003, Sow *et al.*, 2009) et a déjà été observée dans d'autres situations notamment par Kardhous (2005) sur des surfaces cultivées tunisiennes. Durant la fin de la phase 3 et toute la phase 1, le Z_0 est essentiellement contrôlé par les résidus de culture qui constituent à partir du défrichage l'essentiel de la couverture de la surface des champs. La croissance du Z_0 à partir d'août est liée au développement des plants de mil (figure 2.12). Il atteint son maximum quand la hauteur du mil est maximale puis il baisse après la récolte. A noter qu'à la fin de la phase 2 et pendant le début de la phase 3, la hauteur du mil dépasse la hauteur du deuxième anémomètre le plus bas. En toute rigueur, le calcul du Z_0 n'est donc plus possible. La valeur obtenue pour le Z_0 (à partir des 3 anémomètres les plus haut) est néanmoins reportée sur la courbe à titre indicatif parce qu'elle décrit bien le cycle annuel sans doute du fait de l'espacement relativement important entre les plants de mil. Il importe cependant de ne pas utiliser dans l'absolu ces valeurs. Cette évolution du Z_0 est similaire à celle enregistrée par Rajot (2001) sur un champ de mil traditionnel.

La figure 2.15, décrivant la variation du Z_0 durant toute l'année, est obtenue pour toutes les directions de vents dont certaines peuvent influencer la valeur de Z_0 en raison de la courte distance entre les points de mesures et les bordures où s'est développée la végétation naturelle. En triant pour la période 1 les mesures de Z_0 suivant une seule direction de vent correspondant à la plus grande distance entre les bordures et le centre des parcelles où est mesuré le Z_0 ($232^\circ \pm 6^\circ$), les valeurs de Z_0 obtenues deviennent beaucoup moins bruitées sur la parcelle B. On observe alors une baisse linéaire du Z_0 en fonction du temps (figure 2.16). Cette baisse s'explique par la baisse du taux de recouvrement par les résidus de culture décrite plus haut (figure 2.13). De fait, si l'on trace l'évolution du Z_0 selon le taux de recouvrement

par les résidus de culture en prenant aussi en compte les très faibles taux de recouvrements de la parcelle A, on obtient la figure 2.17. Pour des RRC supérieurs à 2 %, la variation du Z_0 est lente et progressive. En dessous de 2%, le Z_0 baisse de façon rapide de plus d'un ordre de grandeur pour atteindre des valeurs de l'ordre de 10^{-4} m typiques de surfaces extrêmement sensibles à l'érosion éolienne. Cette courbe fait donc apparaître un seuil critique de recouvrement de la surface des champs sahéliens par les résidus de culture voisin de 2 %. Un RRC inférieur à ce seuil critique engendrerait des pertes importantes en terre par érosion éolienne. En utilisant l'équation 11, les 2 % de RRC correspondant au seuil critique représenteraient environ 100 kg.ha^{-1} de résidus de culture. Pour éviter d'atteindre ce seuil critique avant le début de l'accroissement du Z_0 (août), la surface des champs doit présenter un RRC d'au moins 12 % soit environ 800 kg.ha^{-1} de résidus de culture après le défrichage des champs s'il est pratiqué en janvier.

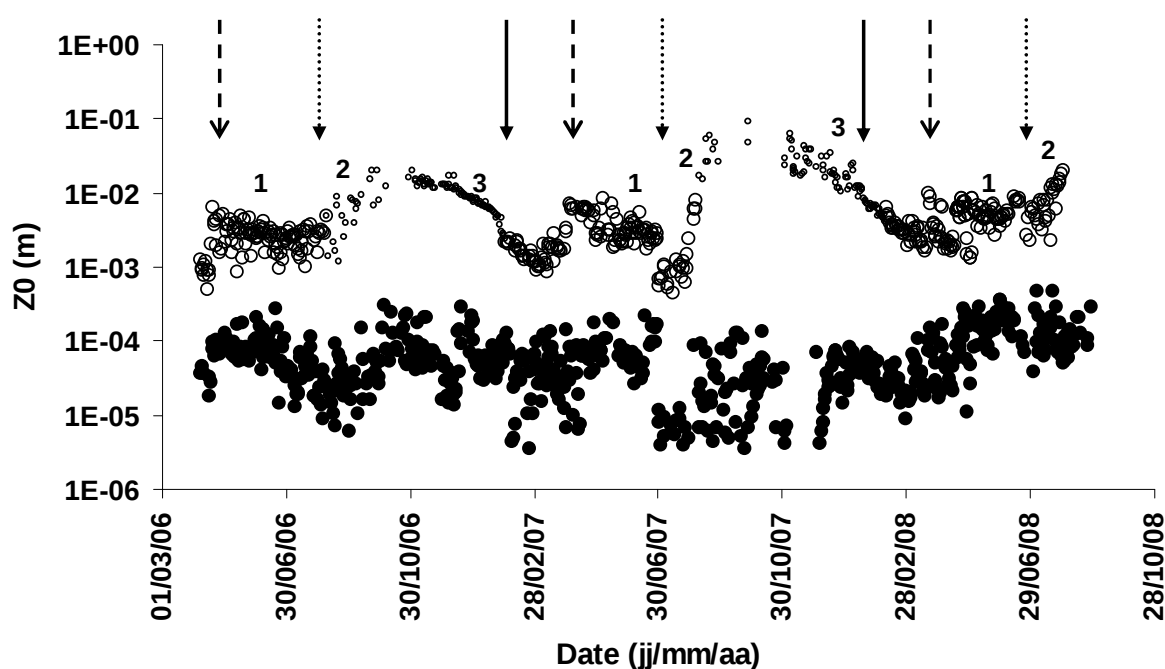


Figure 2.15 : Evolution de la hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 sur PB et PA après ratissage. Les flèches en tiret indiquent le changement de direction du vent, les flèches pleines : la date du défrichage de PB, les flèches pointillées : le développement du mil, et les chiffres les différentes phases du cycle de Z_0 sur PB

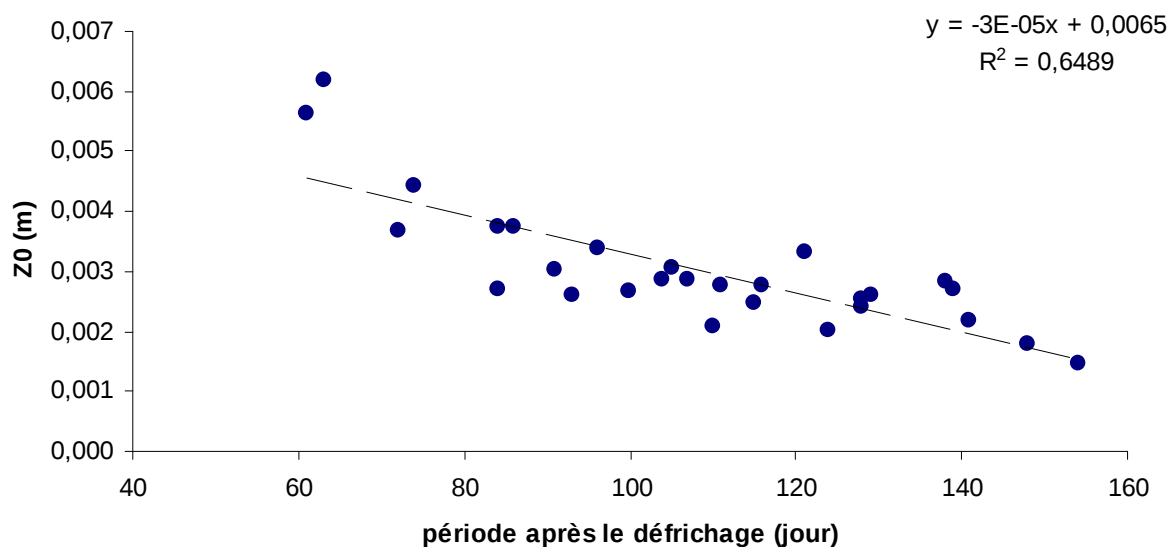


Figure 2.16 : Evolution du Z_0 en fonction du temps sur la parcelle B pour les vents orientés selon l'axe de la parcelle ($232^\circ \pm 6^\circ$) en 2006 et 2007.

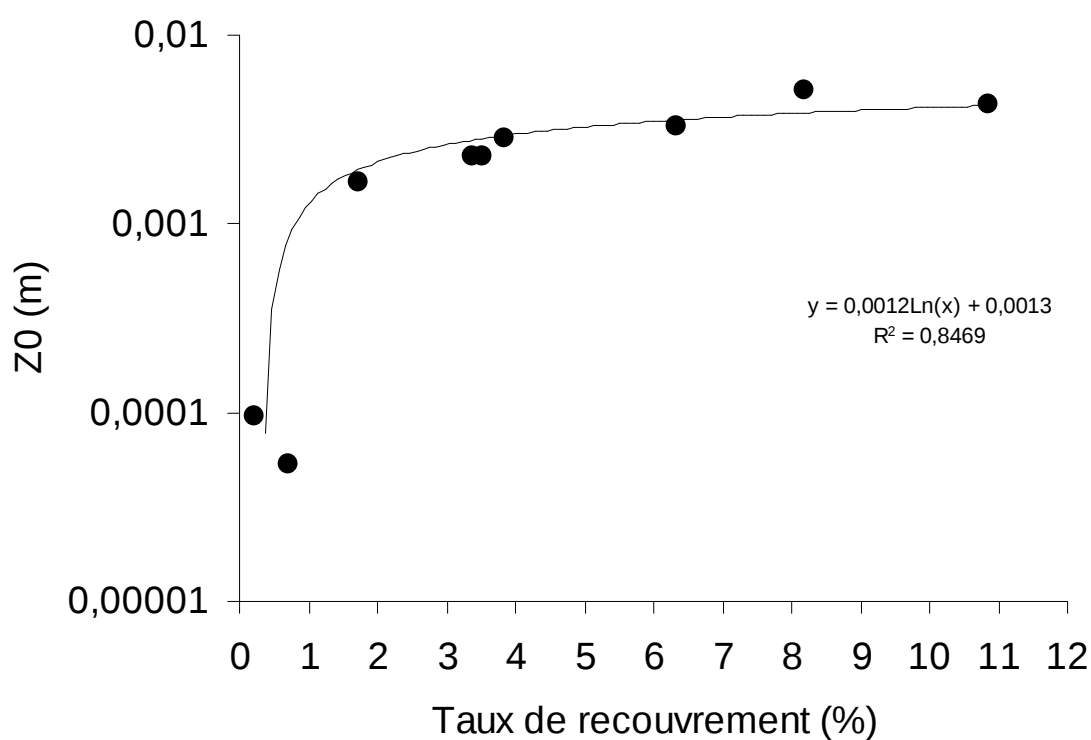


Figure 2.17 : Relation entre la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) et le taux de recouvrement par les résidus de culture.

II. 3. 2. 2. 3. Influence de la hauteur de rugosité sur la vitesse seuil

Comme expliqué au paragraphe I.2.3.3., la vitesse seuil telle que nous l'avons mesurée sur le terrain à partir des saltiphones ne correspond pas théoriquement à la vitesse seuil d'érosion. Elle permet cependant une comparaison entre les deux parcelles. En théorie, plus la hauteur de rugosité sur une surface est élevée, plus l'énergie apportée par le vent nécessaire au soulèvement des particules devra être élevée et donc plus la vitesse seuil à une hauteur donnée sera élevée (Marticorena et Bergametti 1995). C'est bien ce qui est observé sur les deux parcelles puisque les vitesses seuil à 2,5 m de hauteur sont en moyenne de $5,8 \text{ m.s}^{-1}$ ($\pm 0,3 \text{ m.s}^{-1}$) et $7,3 \text{ m.s}^{-1}$ ($\pm 0,2 \text{ m.s}^{-1}$) respectivement sur PA et PB sur l'année complète (figure 2.18). Il faut noter qu'il n'a pas été possible de mettre en évidence une évolution temporelle significative des vitesses seuil d'érosion, ni sur la parcelle PA dont l'état de surface ne change pas significativement, ni sur la parcelle PB où le RRC et le Z_0 varient. Tout au long de l'année, la vitesse moyenne journalière reste en dessous des vitesses seuil des deux parcelles. Ceci montre que la valeur de la vitesse moyenne journalière a peu de sens vis-à-vis de l'érosion éolienne. En revanche, ces vitesses seuil ont respectivement été dépassées 2 jours sur 3 et 1 jour sur 3 par les vitesses maximales journalières sur PA et PB (figure 2.10). Ces dépassements se produisent pour les deux parcelles lors des lignes de grains du début de la saison des pluies. En revanche, seule la vitesse seuil de la parcelle PA est régulièrement dépassée durant la période d'harmattan.

En utilisant l'équation n° 4 et en connaissant la hauteur de rugosité Z_0 il est possible de convertir ces vitesses seuil d'érosion en vitesses de friction seuil d'érosion (U^*_t) qui sont le plus généralement utilisées dans les modèles d'érosion éolienne (Marticorena et Bergametti, 1995, Visser *et al.*, 2005b). La valeur de U^*_t sur la parcelle PA reste sensiblement constante à 22 cm.s^{-1} . Sur PB en revanche, la valeur de U^*_t diminue entre avril et juillet de 46 cm.s^{-1} à 36 cm.s^{-1} du fait de la baisse du Z_0 (figure 2.15 et 2.16). Ces valeurs de U^*_t sont cohérentes avec celles comprises entre 30 et 40 cm.s^{-1} obtenues à partir d'un profil de vitesse de vent et de température de l'air sur la parcelle PI cultivée de la même manière que la parcelle PB et située à 300 m d'elle (Sow *et al.*, 2009). Ces résultats suggèrent que notre méthode d'estimation de la vitesse seuil d'érosion permet finalement de retrouver des valeurs proches des valeurs théoriques correspondant à la définition des vitesses de friction seuil d'érosion.

Si l'on compare ces vitesses de friction seuil obtenues sur les champs cultivées à celles estimées à partir de la paramétrisation proposée par Marticorena et Bergametti (1995), on note

que pour une hauteur de rugosité aérodynamique similaire, les valeurs de U^*t que nous avons obtenues sont plus basses. Cette différence pourrait s'expliquer par les propriétés aérodynamiques des obstacles créés par la végétation et leur répartition géométrique (McKinnon *et al.*, 2004). Les résidus de culture n'étant pas toujours plaqués au sol, peuvent ménager des espaces entre les tiges et le sol favorisant la turbulence ou des accélérations locales intenses des flux d'air permettant l'érosion (Sterk et Stein, 1997).

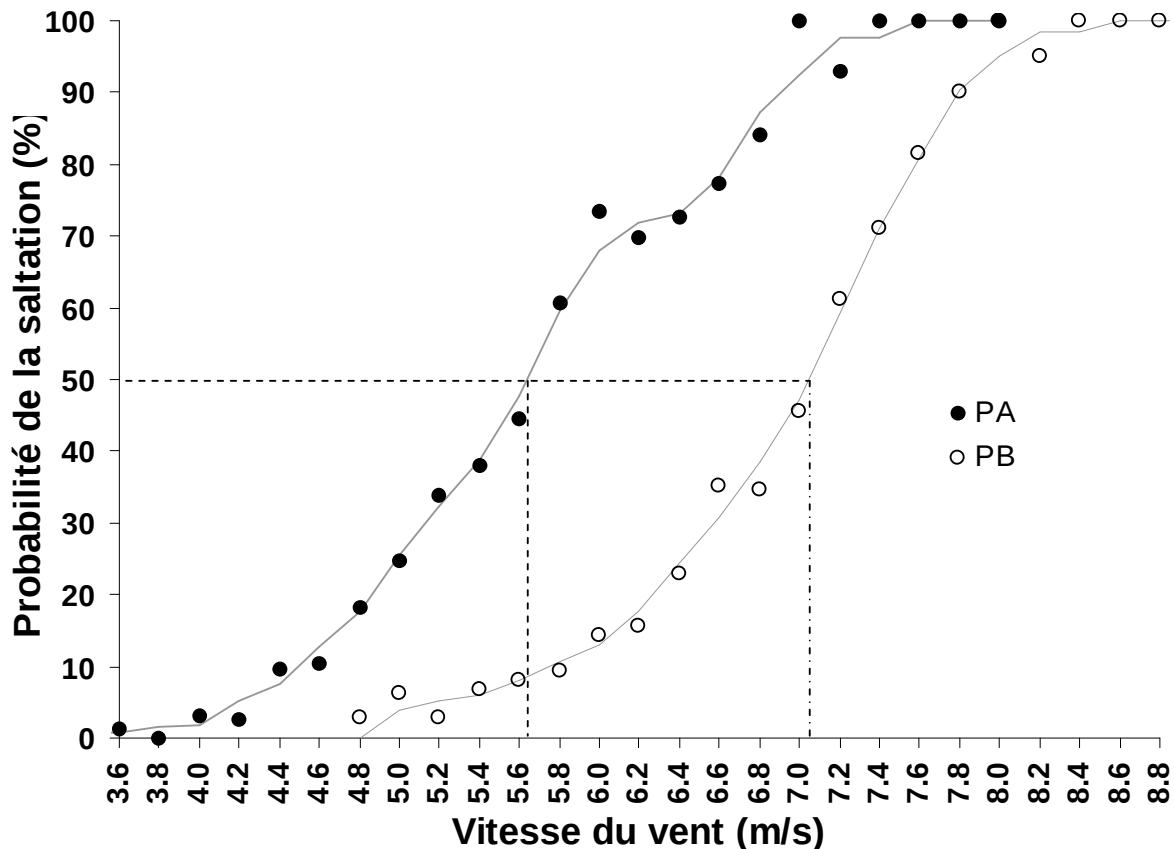


Figure 2.18 : Exemple de détermination de la vitesse seuil d'érosion sur PA et PB pour le mois d'avril 2006.

II. 3. 2. 2. 4. Le flux horizontal de saltation

Les mesures de flux sur la parcelle traditionnelle PB et nue PA sont présentées sur la figure 2.19. Elles correspondent à la moyenne des flux mesurés au niveau de l'ensemble des mâts de BSNE de chaque parcelle dont il faut rappeler que la disposition est exactement semblable. Les mesures sont cumulées sur 4 années consécutives. La forme de la courbe obtenue pour la parcelle PB qui correspond à un champ traditionnel sans fumure organique est tout à fait

caractéristique du Sahel (Rajot, 2001 ; Bielders *et al.*, 2004, Tidjani, 2008, Rajot *et al.*, 2009) et met essentiellement en évidence la période d'érosion intense de mai à mi-juillet qui correspond au début de la saison des pluies (Michels *et al.*, 1995a et b, Buerkert *et al.*, 1996). Cette période d'érosion s'explique par l'occurrence des vents de très forte intensité (Figure 2.10) liés aux événements convectifs dans un contexte de protection minimal de la surface des sols par les résidus de culture (Bielders *et al.*, 2004 ; Sow *et al.*, 2009). C'est durant cette période (1 mai au 15 juillet) que 90% des flux sont enregistrés sur PB avec une moyenne sur les 3 dernières années de mesure de $3.89 \text{ kg.m}^{-1}.\text{j}^{-1}$.

Cette phase d'érosion se retrouve bien sûr sur la parcelle PA où elle est beaucoup plus intense puisque le flux moyen est de $12.17 \text{ kg.m}^{-1}.\text{j}^{-1}$, soit plus du triple de celui mesuré sur PB. Il est remarquable de constater que cette phase d'érosion cesse de façon quasi identique et simultanée sur PA et sur PB. Jusqu'à présent l'hypothèse retenue pour expliquer l'arrêt de l'érosion sur le Sahel en mi-juillet était l'augmentation de la rugosité liée au développement de la végétation (Bielders *et al.*, 2004). Comme aucune végétation ne se développe sur PA, l'explication la plus plausible est alors d'ordre météorologique. La figure 2.20 montre sur PA l'évolution de la durée et de la vitesse maximale des événements érosifs ainsi que de la durée entre deux événements pluvieux successifs de l'année 2007. Il apparaît que le nombre des événements érosifs a considérablement baissé après la mi-juillet : 11 événements ont été enregistrés entre le premier juin et le 15 juillet contre seulement 4 entre le 15 juillet et le premier septembre. Il apparaît également que la durée et la vitesse des vents ont significativement baissé après la mi-juillet. Par ailleurs, il n'apparaît pas de changement net de la fréquence des événements pluvieux à partir de cette date. Ainsi l'augmentation de l'humidité du sol qui augmente la vitesse seuil d'érosion (Fécan *et al.*, 1999) ne semble pas être le facteur expliquant le changement observé à ce moment dans l'érosion éolienne des sols. Ce serait donc bien avant tout la diminution de l'érosivité des vents qui expliquerait la brusque diminution d'intensité de l'érosion éolienne à partir de la mi-juillet dans la zone d'étude. Ce brusque changement météorologique ne correspond pas au saut de mousson qui se produit plutôt fin juin (Sultan et Janicot, 2000) et reste donc à documenter plus précisément.

Sur la parcelle PA, seuls 66 % des flux d'érosion annuels ont été enregistrés pendant la phase d'érosion intense du début de la saison des pluies. En effet on constate sur cette parcelle nue, l'occurrence d'une période d'érosion en saison sèche de janvier à avril qui n'existe pas sur PB, mais représente près de 25 % des flux mesurés sur PA. Cette phase d'érosion de saison sèche sur PA a atteint une intensité de $3,67 \text{ kg.m}^{-1}.\text{j}^{-1}$, comparable à celle mesurée sur PB

pendant la phase d'érosion majeure en début de la saison des pluies. Cette phase d'érosion sur PA s'explique bien par la très faible rugosité de sa surface qui correspond à une vitesse seuil d'érosion souvent inférieure aux vents maximums de cette période (Figure 2.18).

Une telle phase d'érosion locale en période d'Harmattan a déjà été identifiée par **Michels et al.** (1995 a et b) et Rajot *et al.* (2008) en dehors de parcelles expérimentales. L'érosion est alors détectable sur une courte période de temps au moment du pic de vent de mi-journée caractéristique du cycle journalier de l'Harmattan sur le Sahel. Cependant, cette phase d'érosion apparaît comme très faible dans les conditions de milieu actuel puisqu'elle n'aurait produit que 1.5 % des aérosols désertiques en suspension dans l'atmosphère durant plus d'un mois de mesure de janvier à février 2006. Elle ne concernerait pas les surfaces cultivées, mais plutôt les zones où la surface du sol est totalement dénudée telles que les villages et le voisinage des mares où s'abreuve le bétail.

Finalement, il apparaît que sur la totalité de la période de mesure après le traitement de PA, entre avril 2006 et décembre 2008, le cumul de flux atteint environ 3800 kg.m^{-1} sur PA tandis qu'il n'est que d'environ 900 kg.m^{-1} sur PB soit plus de 4 fois plus faible. Lancaster et Baas (1998) avaient mesuré des flux 3 fois plus élevés sur des sols sableux nus que sur des surfaces naturelles avec un taux de couverture par la végétation de 4 %. Cependant, il est difficile de comparer leurs résultats aux nôtres parce que, d'une part, leurs parcelles n'étaient pas isolées des flux extérieurs provenant des surfaces avoisinantes avec des taux de couverture différentes et, d'autre part, la couverture végétale dans leur cas n'est pas liée aux résidus de culture mais à des herbes encore dressées sur pied. Ceci suggère que les surfaces herbeuses pâturées pourraient avoir le même comportement que les surfaces cultivées en ce qui concerne l'impact de la couverture végétale sur l'érosion éolienne de leurs sols.

Dynamique pluriannuelle.

Au cours des 4 années de mesure, on note une évolution différente des flux totaux sur les mêmes périodes de mesure. Sur la parcelle PB, la valeur cumulée des flux pendant la période d'érosion du début de la saison des pluies augmente régulièrement de 2006 à 2008 (tableau 2.1). Cette évolution peut bien sûr être liée à des vents plus intenses de 2006 à 2008. Mais la parcelle PA ne suit pas la même évolution. Cette augmentation du flux moyen pourrait donc s'expliquer par l'évolution de l'état de surface de la parcelle de moins en moins densément recouverte au fur et à mesure de l'augmentation de la durée de la mise en culture. Cette

parcelle a en effet été mise en culture en 2004 après une période de jachère de 7 années. Une telle augmentation pluriannuelle des flux avait déjà été observée par Biielders et al (2001) qui l'expliquaient par la baisse de la couverture par la biomasse. Cependant, nous n'avons pas identifié une variation interannuelle significative dans le taux de recouvrement par les résidus de culture. Mais il faut rappeler que durant cette période d'érosion intensive les taux de recouvrement sont très bas, et relativement proches du seuil de 2% que nous avons identifié plus haut (figure 2.17). Une faible variation de ce taux, difficile à détecter, pourrait donc très fortement influencer l'intensité du flux.

A l'inverse sur la parcelle PA on note une très forte augmentation du flux la deuxième année du traitement, alors qu'il tend à diminuer la troisième année. Cette évolution s'explique par le développement de croûtes d'érosion à la surface du sol qui conduit à une limitation du stock de particules disponible pour l'érosion (supply limitation). Cette limitation s'observe aussi bien pendant la saison sèche que pendant la saison des pluies (tableau 2.1). Rajot *et al.* 2003 n'avaient pas observé d'effet de l'encroûtement des sols sur les flux d'érosion éolienne. Mais dans ce cas, il ne s'agissait pas du même type de croûte qui apparaît ici comme totalement exempt de particules de sable libre à sa surface. De telles limitations sont couramment décrites pour ce type de croûtes (Gomes *et al.* 2003).

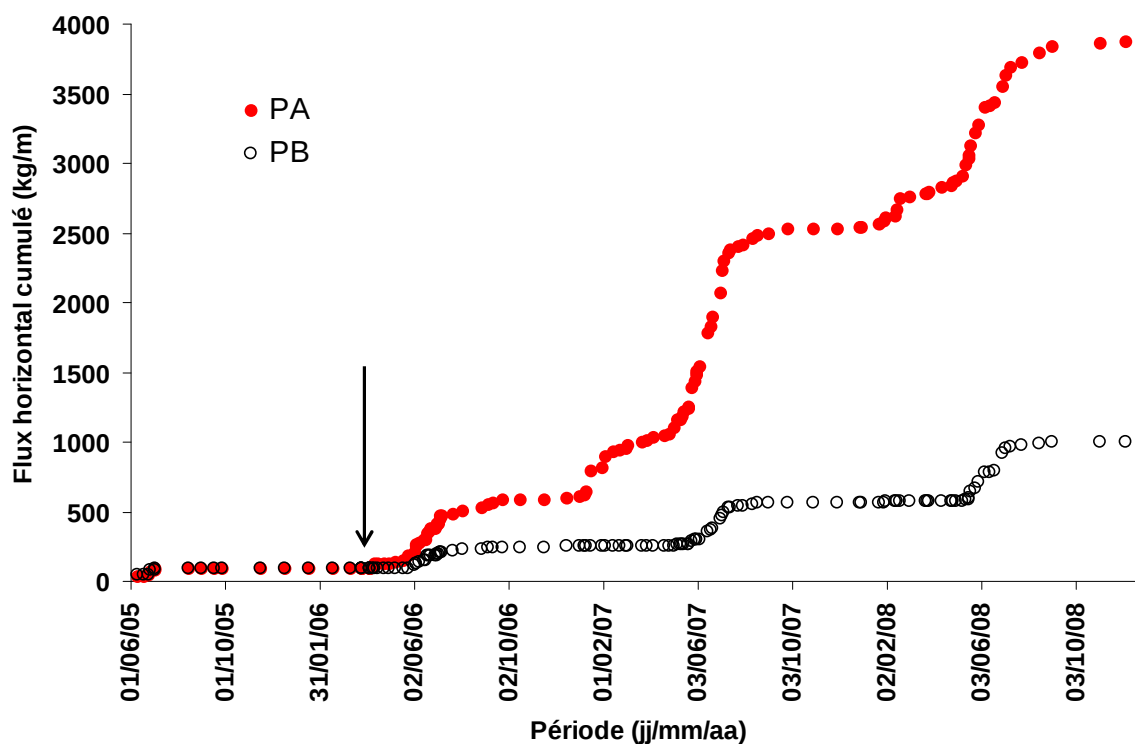


Figure 2.19 : Flux horizontaux moyens cumulés sur PA et PB de juin 2005 à décembre 2009 (la flèche indique le début du traitement de PA)

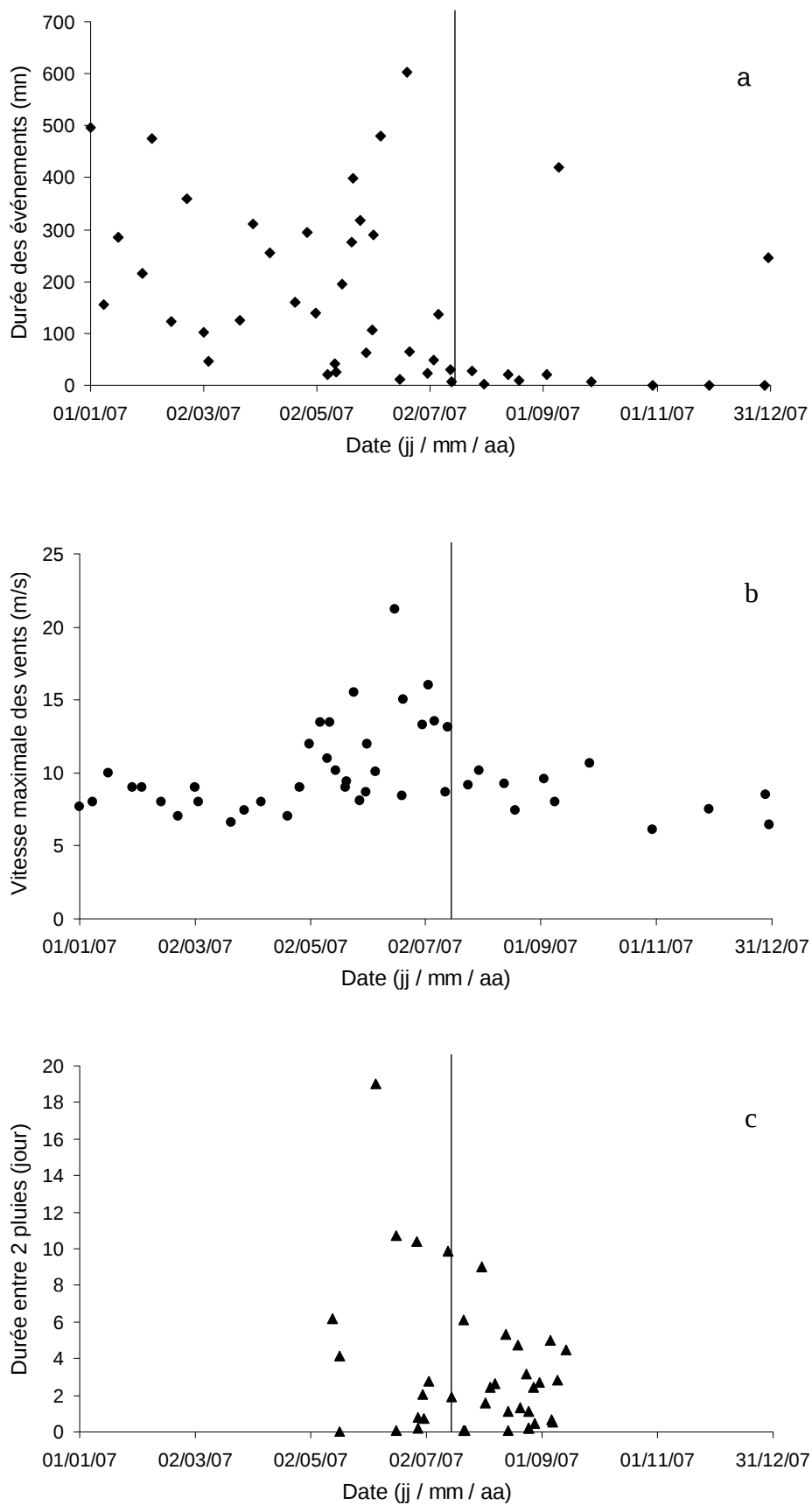


Figure 2.20 : Caractéristiques de l'érosion éolienne durant l'année 2007 : a) durée des événements érosifs, b) vitesse maximale des vents au cours de ces événements, c) durée entre deux pluies successives.

Tableau 2.1 : Cumuls du flux horizontal (Fh) sur les parcelles PA et PB durant les 3 années suivant le traitement de PA ; comparaison des cumuls de début de saison des pluies et de la deuxième partie de la saison sèche

Année	Fh cumulé (kg.m ⁻¹) du début de saison des pluies (1 ^{er} mai au 15 juillet)		Fh cumulé (kg.m ⁻¹) de la deuxième partie de la saison sèche (1 ^{er} janvier au 30 avril)	
	PA	PB	PA	PB
2006	339,72	117,70		
2007	1318,42	281,24	455,84	2,78
2008	824,77	394,19	319,51	5,71

II. 3. 3. Quantification des pertes en terre par érosion sur les parcelles PA et PB

II. 3. 3. 1. Le bilan de masse entrée – sortie sur PA et PB

Entre avril 2006 et décembre 2007, les bilans de masse ont été calculés pour tous les événements érosifs (64) sauf pour les collectes mensuelles des BSNE qui ont été effectuées entre octobre et janvier sur la parcelle PB. En effet, pendant cette période, il n'y a pas eu d'événement érosif net, sur PB, pour lequel on puisse déterminer une direction indispensable au calcul du bilan. Ainsi, sur cette parcelle, si le bilan de masse a été globalement négatif, des bilans positifs ont été enregistrés au cours de 14 événements avec des gains variant entre 0,005 et 1,008 t.ha⁻¹. Ces événements ont lieu, à 85 % des cas, pendant la saison sèche (entre février à avril) et en deuxième partie de la saison des pluies (de juillet à septembre). Ils sont caractérisés par de faibles vitesses de vent avec des vents moyens généralement en dessous de la vitesse seuil (7,2 m.s⁻¹) et des maximaux légèrement au-dessus (seuil +1,2 m.s⁻¹ en moyenne). Ces bilans positifs mesurés pendant les événements érosifs à faible vitesse de vent sont associés à des flux horizontaux faibles pour lesquels la large gamme d'erreur pourrait être grande. Pour ce type d'événement, un bilan positif peut sans doute ne pas être trop significatif. Néanmoins, ces bilans positifs qui n'ont été enregistrés que sur PB, pourraient être attribués à la rugosité développée par les résidus de

culture durant la saison sèche et par les plants de mil durant la saison des pluies. La faible intensité des vents érosifs au cours de ces événements, de l'ordre du seuil, produit de la saltation et une redistribution des sédiments dans le champ. Cependant, leurs intensités ne permettent pas un long transport des particules du fait de la présence d'obstacles sous forme de résidus de culture qui piègent les sédiments érodés.

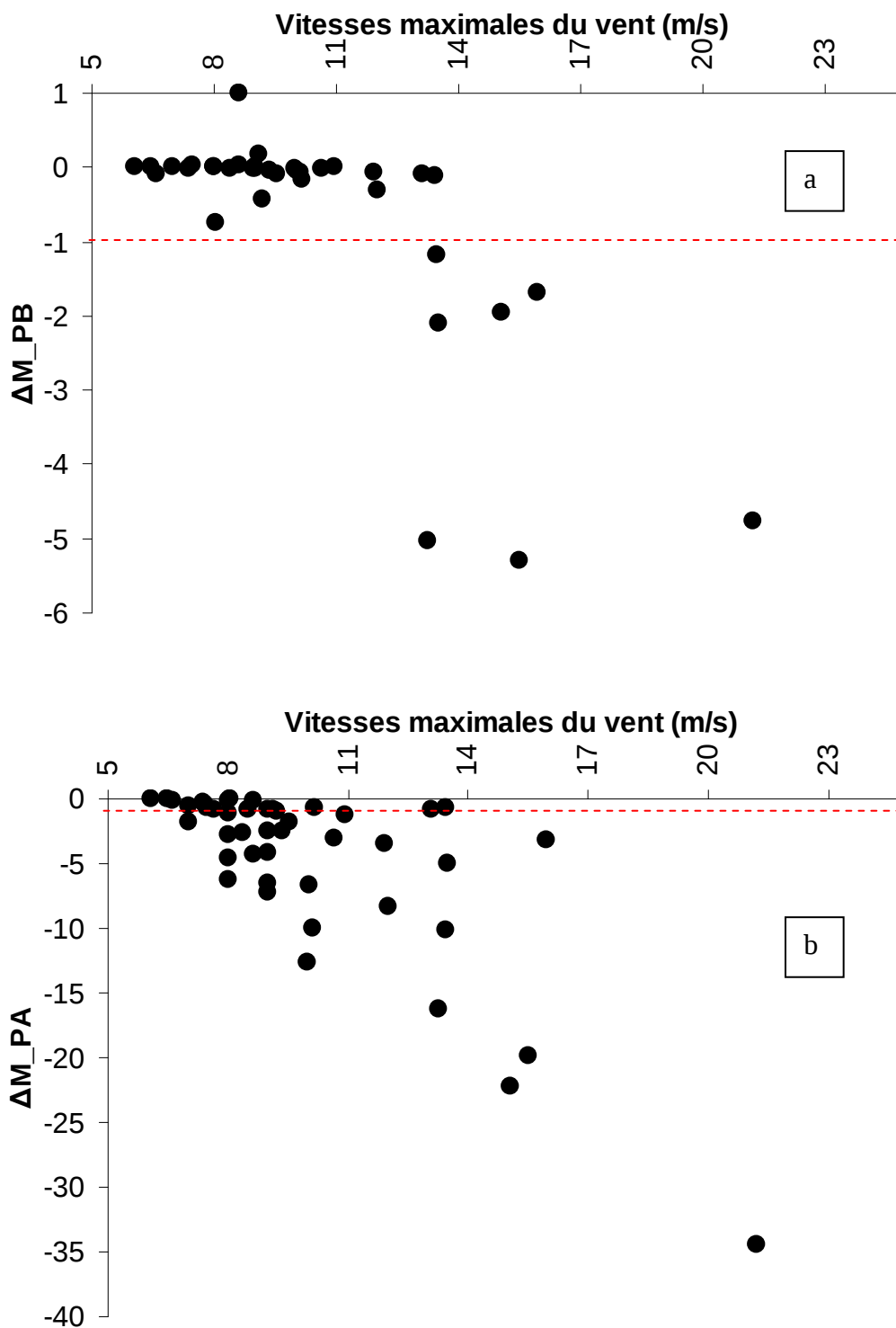
Les pertes cumulées sur PB ont respectivement été de 13,3 et 23,0 t.ha⁻¹ en 2006 et 2007. Ces pertes en terre par érosion éolienne ont par ailleurs présenté une grande variabilité temporelle intraannuelle. Ainsi, près de 100 % des pertes sur la parcelle PB ont été enregistrées au début de la saison des pluies (de mai à mi-juillet) soit 11 t.ha⁻¹ en 2006 et 22 t.ha⁻¹ en 2007. Par ailleurs, seuls quelques événements de cette période ont produit l'essentiel de ces pertes : en 2006, 95 % de ces pertes sont dues à seulement huit (8) événements érosifs. Il se confirme ainsi que les vents de l'harmattan ne produisent pas d'érosion significative sur les surfaces cultivées, ceci est en accord avec les résultats de Rajot (2001) obtenus sur des champs cultivés dans le même terroir. La plus importante perte enregistrée au cours d'un événement érosif entre avril 2006 et décembre 2007 sur PB était de 5,3 t.ha⁻¹. Cependant, une perte beaucoup plus significative de 16 t.ha⁻¹ a été déterminée sur un champ du même terroir pendant un seul événement érosif (Biolders *et al.*, 2002). Les plus importantes pertes sont liées à des événements de directions comprises entre NNE et ESE dont les vitesses maximales de vents sont supérieures à 13,5 m.s⁻¹ ce qui correspond à l'intensité et à la direction des lignes de grains. Ainsi, pour des vitesses de vents érosifs inférieures (supérieures) à 13,5 m.s⁻¹ (figure 2.21a), des pertes en terre ont été en général inférieures à 0,5 t.ha⁻¹ (supérieures à 1 t.ha⁻¹). Contrairement à la vitesse des vents, la durée et le nombre des événements érosifs ne semblent pas être des facteurs majeurs dans l'importance des bilans de masse : en 2006, les 8 événements érosifs du début de saison des pluies ayant produit 95 % des pertes ont une durée cumulée de près 650 minutes tandis que les 30 autres événements n'ayant produit que 5 % des pertes ont une durée cumulée de plus 6600 minutes. Les bilans d'érosion présentent par ailleurs une variabilité interannuelle. Entre mai et mi-juillet des années 2006 et 2007, pour des nombres d'événements érosifs voisins : 17 contre 19 respectivement, le bilan a été très différent sur la parcelle PB. Les pertes en 2007 ont en effet atteint le double de celles de 2006. Cette variabilité interannuelle a été observée par Biolders *et al.* (2000). Sur la parcelle PB, les différences de pertes en terre mesurées au cours de ces années sont en phase avec la dynamique interannuelle du flux horizontal. Ces différences pourraient alors être liées à une petite variation du taux de recouvrement par les résidus de culture qui s'approche du seuil durant cette période d'érosion. Ceci pourrait ainsi

fortement influencer l'intensité du flux. A l'inverse de la parcelle PB, sur la parcelle nue PA, le bilan a été systématiquement négatif pour tous les événements érosifs. L'essentiel des pertes a été enregistré sur les 2 parcelles au cours de la saison des pluies, particulièrement en son début. En effet, sur PA, les pertes mesurées pendant cette période représentent environ $\frac{3}{4}$ des pertes totales et s'élèvent respectivement à 42 t.ha^{-1} et 159 t.ha^{-1} pour les années 2006 et 2007. Des bilans comparables, variant entre 17 et 214 t.ha^{-1} , ont été enregistrés sur des sols nus de la région au cours des saisons de pluies de 1995 à 1997 (Biielders *et al.*, 2000). Cette variabilité interannuelle du bilan, sur PA comme sur PB, est liée d'abord à la variation des vitesses de vents. Cependant, si les vitesses de vent expliquent l'essentiel des variabilités interannuelles pour une même parcelle, c'est le taux de recouvrement par les résidus de culture qui a déterminé l'amplitude de ces variations sur chacune des parcelles. Ainsi, sur PB, on a noté le doublement des pertes (multipliées par 2,2) entre 2006 et 2007 alors que sur PA, elles ont été quadruplées (multipliées par 3,8). La plus importante perte sur PA a atteint $34,5 \text{ t.ha}^{-1}$ pour l'événement le plus intense, soit l'équivalent du cumul des pertes enregistrées en 2006 et 2007 sur la parcelle cultivée PB. Contrairement à PB, d'importantes pertes ont été enregistrées sur PA au cours de la saison sèche notamment entre janvier et avril où $\frac{1}{4}$ des pertes, soit 55 t.ha^{-1} , ont été mesurées. Il se confirme ainsi que la perte de sédiments peut se produire même durant l'Harmattan. Il suffit pour ceci que la rugosité de surface soit abaissée (cas de la parcelle PA) pour que les pertes de terre par l'érosion éolienne aient lieu.

Les bilans ont été globalement négatifs sur les deux parcelles PA et PB, cependant, les pertes ont été bien supérieures, et à tous les événements sur PA. Ainsi, si le bilan a été systématiquement négatif à tous les événements sur PA, il a été quelques fois positif sur PB. Le rapport des quantités de terres perdues sur les deux parcelles a varié avec la vitesse des vents (figures 2.21). Ainsi, s'il a fallu des vitesses d'au moins $13,5 \text{ m.s}^{-1}$ pour produire des pertes supérieures à 1 t.ha^{-1} sur PB (figure 2.21a), sur PA, il ne faut en moyenne que 8 m.s^{-1} pour produire un taux d'érosion équivalent (figure 2.21b). Il découle donc que le rôle de piégeage des particules par les résidus de culture sur PB est particulièrement plus significatif pour des vitesses de vents inférieures à $13,5 \text{ m.s}^{-1}$ où les pertes sont en moyenne 45 fois plus élevées sur PA (figure 2.22). Cependant même au cours des événements érosifs très violents (vitesse de vent $> 13,5 \text{ m.s}^{-1}$), l'impact des résidus de culture apparaît, permettant ainsi de réduire les pertes en sédiments de 4 fois comparativement à PA. Ainsi, entre avril 2006 et décembre 2007, des pertes cumulées de 267 t.ha^{-1} ont été mesurées sur PA contre 36 t.ha^{-1} sur PB sur la même période. La perte de sédiment sur PB (18 t.ha^{-1} par an en moyenne) est bien inférieure à celle calculée par Sterk et Stein (1997) sur une parcelle de 40m x 60 m avec 800

kg/ha de couverture par les résidus de culture, mais comparable à celle déterminée par Biielders *et al.* (2000).

La présence de résidus de culture sur PB, contrairement à PA, a permis de maintenir en place plus de 230 t.ha⁻¹ de sédiments qui vont ainsi préserver le sol de la perte de la teneur en nutriment qui est toujours plus élevée en surface, en liaison avec la matière organique. La présence de la végétation a ainsi une influence singulière dans la mesure du bilan de masse sur les principales unités du paysage sahélien (surfaces pâturées, jachères et champs cultivés). Dans les jachères par exemple, la rugosité développée par la végétation conduit à un bilan positif sur ces surfaces (Biielders *et al.*, 2002). Par ailleurs, sur des surfaces végétalisées de la zone pastorale du Nord Burkina Faso comparables aux jachères, Rajot *et al.* (2009) ont également mesuré des dépôts de 65 t.ha⁻¹ en 17 mois.



Figures 2.21 : Variations des bilans de masse ($t \cdot ha^{-1}$) selon la vitesse des vents érosifs au cours de l'année 2007

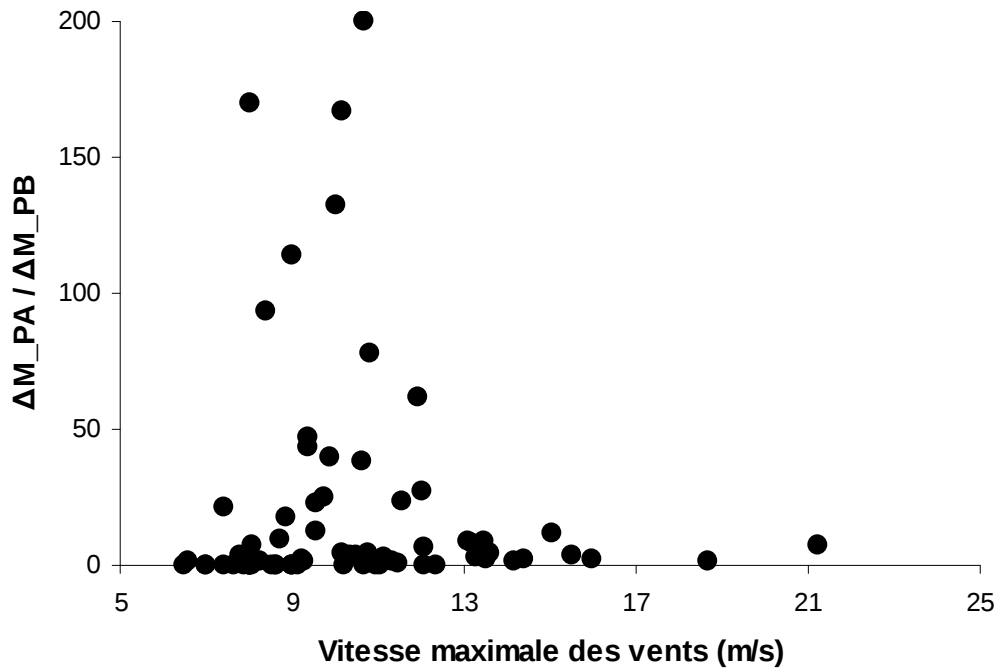


Figure 2.22 : Rapport des bilans de masse mesurés sur PA et PB en fonction de la vitesse maximale des vents érosifs

II. 3. 3. 2. Variation du flux en fonction de la taille des champs

Le flux horizontal a été suivi suivant la distance qui sépare les mâts de BSNE (points de mesures) et les limites non érodables (limites de jachères ou de bandes végétalisées). Ce suivi a montré que, dès les premiers mètres, à l'intérieur des parcelles cultivées ou nues, le flux peut rapidement atteindre des valeurs importantes (figures 2.23). Le flux a été par ailleurs très variable sur la surface des parcelles aussi bien nue que cultivées. Ainsi pour une même distance, les flux mesurés au cours d'un événement et sur une même parcelle ont pu varier du simple au sextuple (figures 2.23). Cette variation qui a été, en absolu, particulièrement importante durant les événements à forte vitesse de vent, et à des distances comprises entre 150 et 400 m de la limite non érodable la plus proche (figures 2.23), s'explique par la variabilité spatiale de la surface des champs. Celle-ci est déterminée d'abord par le taux de recouvrement par les résidus de culture et par la présence de croûte, mais aussi sans doute par la microtopographie (cas de la parcelle nue PA). La figure 2.24a illustre ces phénomènes de variabilité spatiale de l'érosion au sein d'un champ traditionnel. La photo de la figure 2.24a est prise le lendemain d'une pluie de 0.8 mm (enregistrée la nuit du 29 juin 2006) suivie d'une

phase d'érosion avec des vitesses de vent de l'ordre du seuil d'érosion pendant la journée du 30 juin. Deux zones qui diffèrent par les aspects de leurs surfaces sont principalement distinguées sur cette photo: des zones brun-rouge et des zones rouge-claire. La différence entre ces zones réside dans la présence (Figure 2.24c) ou l'absence (Figure 2.24b) des traces d'impacts de gouttes de pluie sous forme de micro-cratères. Dans les zones brun-rouge, il n'y a pas eu d'érosion éolienne en raison de la rugosité développée par les résidus de culture : les traces d'impacts de pluie ont été alors conservées. Les parties claires sont en fait un ensemble formé de 2 unités juxtaposées : une partie sans résidus de culture et couverte de croûte d'érosion correspondant à une « loupe d'érosion » de quelques mètres de diamètre en amont des écoulements éoliens et une autre partie, en aval, couverte par les résidus de culture à l'image des parties brun-rouge. Le processus de l'érosion est double dans les parties rouge-claire. A l'amont, la surface lisse des loupes d'érosion a des caractéristiques comparables à celle de la parcelle PA (voir paragraphe I. 3. 2. 2. 3. et I. 3. 2. 2. 4.). Le seuil d'érosion plus faible que les zones à résidus de culture a été dépassé (vitesse maximale au cours de l'événement = $7,94 \text{ m.s}^{-1}$) et les particules de sable libres à la surface de la croûte sont entrées en saltation entraînant la disparition des impacts de gouttes et le lissage du sol. En aval de la loupe d'érosion, les grains de sable en saltation, en retombant, choquent la surface aval du sol. Les conséquences de ces chocs peuvent se traduire par un rebondissement des particules « projectiles », mais aussi par la mise en saltation d'une ou plusieurs particules « cibles », immobiles, du sol (Bagnold, 1941). La saltation s'est donc propagée sur la partie aval malgré la présence des résidus de culture. Sa structure (impacts de gouttes) a été détruite ce qui lui a donné sa teinte rouge-claire. Ces observations confirment que l'érosion peut se développer sur de très petites surfaces d'une dizaine de m^2 (Biielders *et al.*, 2002) pour peu que leur rugosité soit faible et qu'elles présentent des particules libres en surface. Cette variabilité spatiale de l'érosion éolienne au sein d'un champ, mise en évidence à la faveur d'un événement dont la vitesse du vent était supérieure au seuil d'érosion des surfaces nues et de l'ordre du seuil des surfaces à résidus de culture se produit bien sûr à toutes les vitesses de vent. Ceci explique la très forte dispersion des flux d'érosion en fonction de la distance aux limites non érodables d'un champ cultivé traditionnellement.

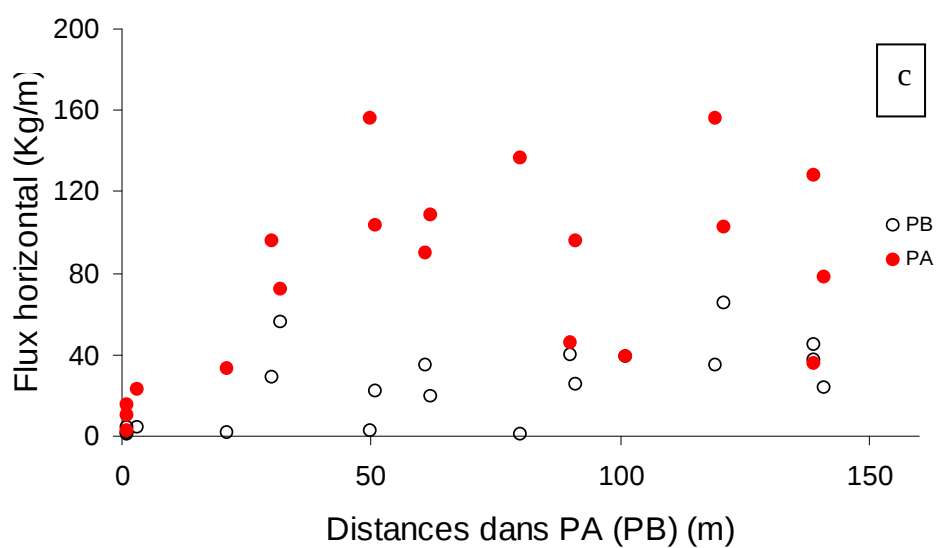
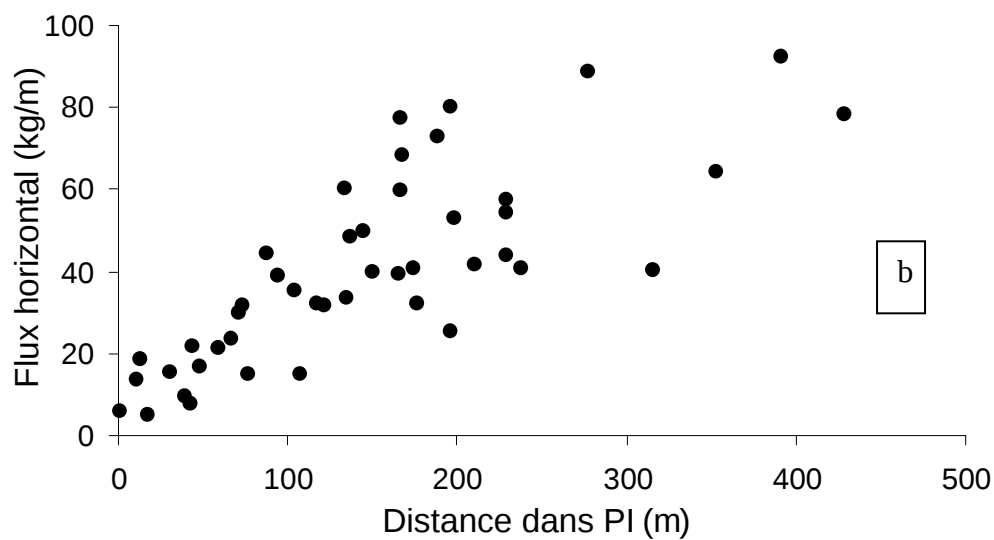
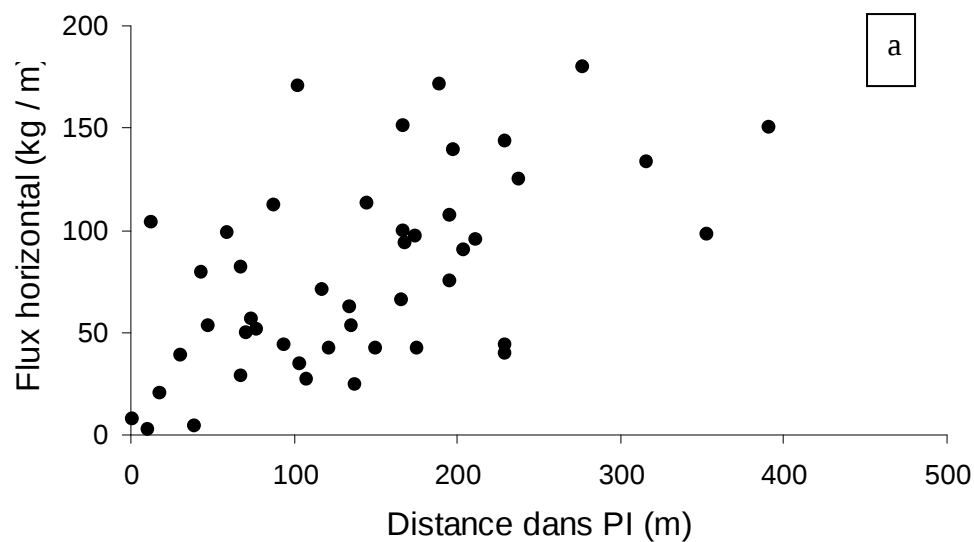
Lorsqu'on est près du seuil d'érosion, la variabilité spatiale qui caractérise les champs sahéliens avec des parties couvertes de résidus de culture et d'autres nues crée alors une dynamique de type champ-jachère (Biielders *et al.*, 2004), le flux de saltation ne se développant que dans les zones nues et des dépôts se produisant dans les zones à plus forte rugosité.

Aux plus fortes intensités de vent, malgré sa variabilité dans les champs, le flux augmente quand on s'éloigne des limites non érodables.

La variabilité spatiale du champ est moins forte si l'on ne considère que les flux mesurés au niveau des mâts de BSNE installés sur un même transect lorsqu'il se trouve dans l'axe du vent érosif (voire figure du dispositif dans PI dans l'annexe 3). On observe alors une évolution linéaire suivant la distance sur 300 voire 400 m (figure 2.25). Une telle évolution du flux qui a déjà été observé dans la même région, sur 80 m (Biielders *et al.*, 2002), montre que la capacité de transport (Fryrear *et al.*, 1991; Stout, 1990) n'est pas atteinte à ces distances dans les surfaces cultivées sahéliennes.

La pente de la droite de régression du flux en fonction de la distance permet aussi de calculer un bilan de masse suivant l'axe du transect confondu à la direction des vents érosifs. Pour les 7 événements où ce cas s'est produit, les pertes en terre ont variées entre 0,1 et 1,2 kg/m² sur les surfaces cultivées (PI). Ces valeurs sont comparables à celles déterminées par Biielders et al (2002). En revanche, sur la parcelle nue, PA, ce taux a été beaucoup plus important et a pu atteindre près 5 kg/m² (figure 2.25).

Il a été possible, sur PA, de comparer les valeurs d'érosion obtenues par la pente de la droite de régression linéaire du flux suivant la distance (figure 2.26) sur les transects de BSNE aux bilans de masse déterminés par la méthode entrée – sortie présentée au point précédent. Les résultats obtenus avec ces deux méthodes sont assez bien corrélés ($R^2 = 0.85$ – Nobs = 13), mais la méthode des limites semble sous-estimer les pertes en terre par rapport à la méthode des transects. Ceci pourrait suggérer que quelques transects peuvent permettre de calculer des bilans sur des champs de grande taille pour lesquels il est difficile voire impossible de mesurer les limites.



Figures 2.23 : Evolution du flux suivant la distance au cours des événements du 01 juillet 2007 sur PI (a) et 07 juillet 2007 sur PI (b), PA et PB (c).

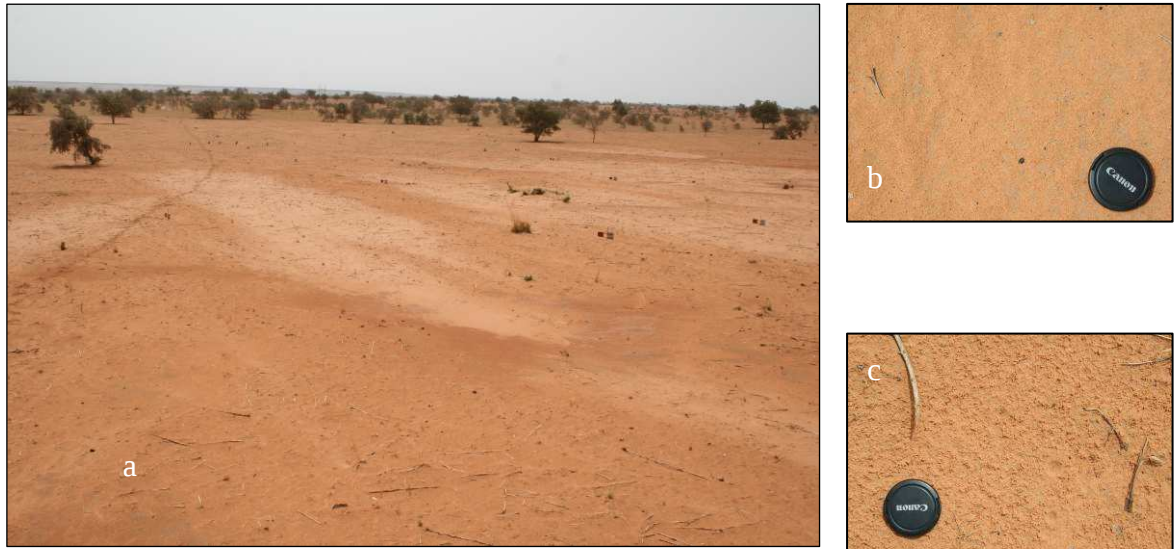


Figure 2.24 : a) variabilité spatiale de la surface du sol suite à un épisode d'érosion éolienne de faible intensité ; b) détails des zones rouge-claire c) détails des zones brun-rouge (Photos : Rajot, 2006)

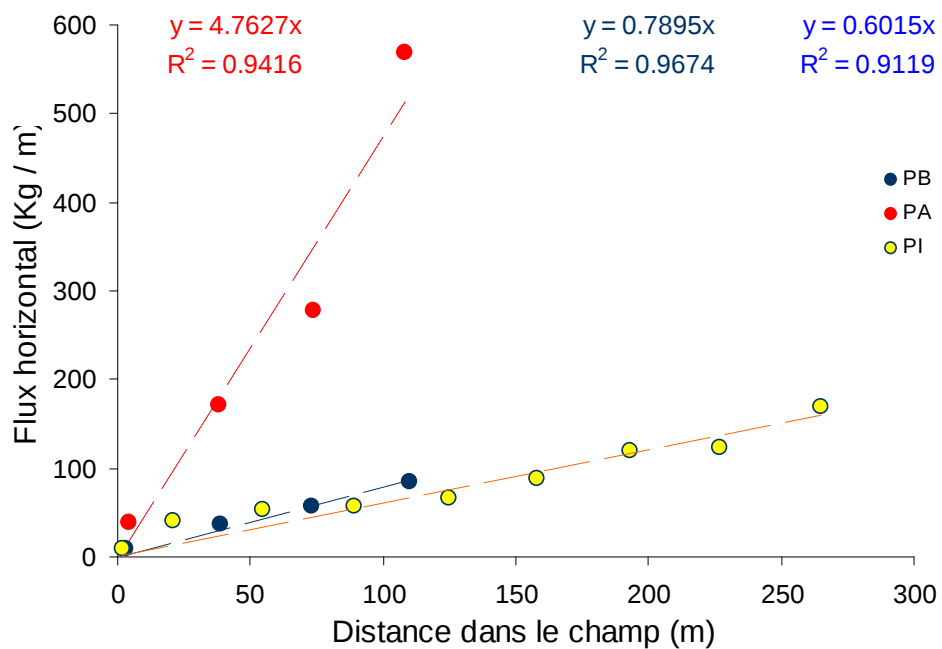


Figure 2.25 : Flux suivant un alignement de mâts dans l'axe du vent au cours de l'événement du 16 juin 2007

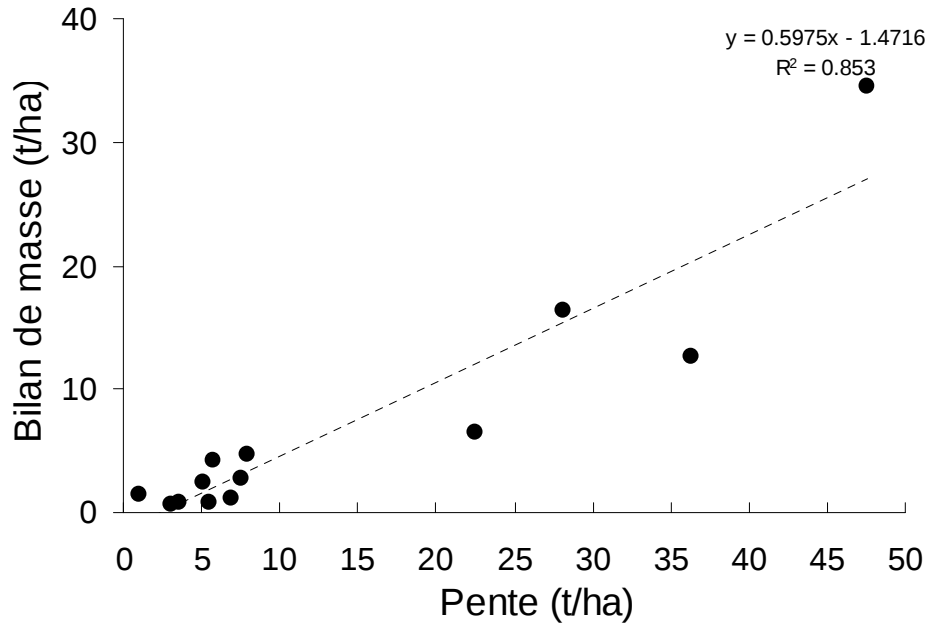


Figure 2.26 : Relation entre bilans de masse calculés par différence entre flux entrant et sortant de la parcelle et calculés à partir de la relation entre flux et distance à la limite non érodable de la parcelle

II. 3. 4. Suivi de l'encroûtement des surfaces de PA et PB

Le suivi de l'encroûtement des surfaces a été réalisé à partir des mêmes photos prises régulièrement devant les BSNE des transects afin de déterminer le taux de recouvrement par les résidus de culture sur les parcelles PA et PB. Ainsi, sur la parcelle PB, le développement des croûtes a été nul aux 10 points de mesures. Néanmoins, sur les surfaces cultivées typiques de PB, on peut rencontrer de petites surfaces encroûtées. Sur PA par contre, on a noté un important développement des croûtes (figure 2.27). Ces dernières ont couvert progressivement plus de surface entre 2006 et 2009 (figure 2.28). Les maximums de surface couverte par les croûtes ont respectivement été de 18,3 % (+_ 17,3 %), 15,2 % (+_ 16,4 %) et 42,7 % (+_ 35,0 %) en 2006, 2007 et 2008. Il n'y a cependant pas de pente suffisante sur PA, (annexe 4) pour produire de l'érosion hydrique. La comparaison de l'évolution de la surface des parcelles PA et PB montre ainsi que le moteur du développement des croûtes semble sans doute être l'érosion éolienne des sols. Celle-ci a été consécutive à la baisse drastique de la rugosité de la surface des sols (PA). Ainsi, donc, le processus du développement des croûtes d'érosion, dans la région de Niamey, sur de larges surfaces débute d'abord par une mise en culture intense des terres qui diminue progressivement leur taux de couverture par la

biomasse. Cette baisse de la biomasse affaiblit la rugosité des sols qui vont être soumis à une forte érosion éolienne aboutissant du coup au développement des croûtes.

Du point de vue de l'érosion éolienne, le développement des croûtes participe à une variabilité interannuelle des flux horizontaux (sur PA notamment, supply limitation) et à une forte variabilité spatiale de ces flux comme cela a été décrit aux deux points précédents. Par ailleurs, ces croûtes ont un fort coefficient de ruissellement, leur développement favorise ainsi, d'une part l'érosion en nappe et, d'autre part, en concentrant les eaux de ruissellement, elles favorisent l'érosion hydrique par les ravines.



Figure 2.27 : Photos aérienne des parcelles PA (à gauche) et PB (droite) en date du a) 29 octobre 2006 et b) 17 octobre 2009 (Photos PIXY, Rajot 2006 et 2009)

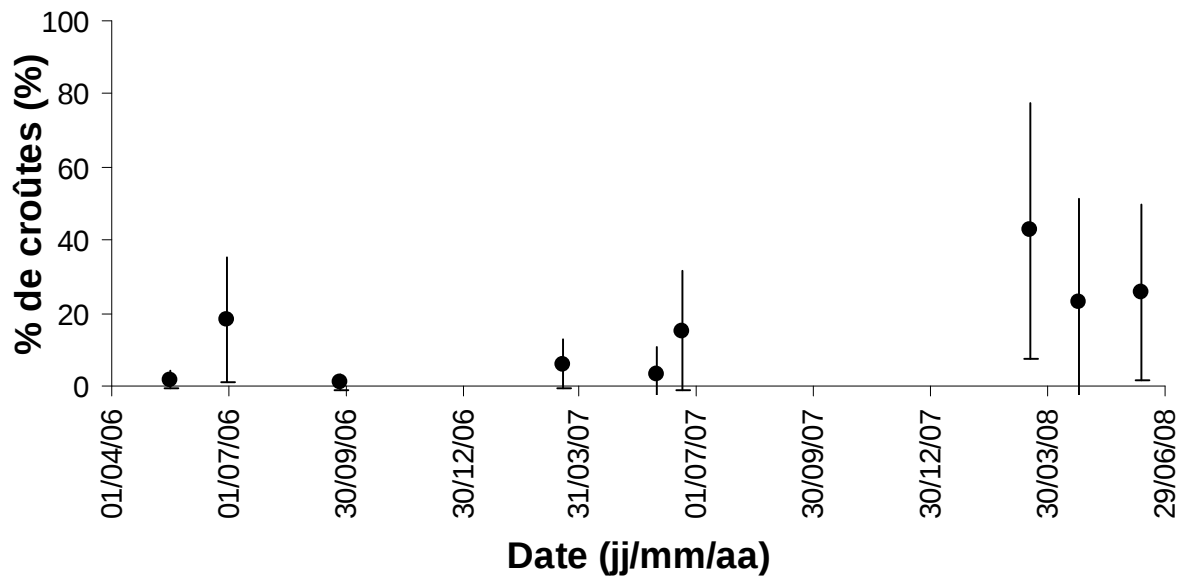


Figure 2.28 : Suivi de la proportion de surface encroûtée sur PA

II. 4. Conclusion

Les sols sahéliens, généralement développés sur des dépôts sableux d'origine éolienne sont particulièrement sensibles à l'érosion éolienne dès que la végétation naturelle est coupée pour les mettre en culture. En effet, les bilans de masse sur ces sols cultivés sahéliens ont été globalement négatifs. Nous avons cependant montré que de très faibles taux de résidus de culture (de l'ordre de 100 kg.ha^{-1}), essentiellement sous forme de paille de mil, suffisaient à réduire au moins d'un facteur 4 l'érosion potentielle de ces surfaces. Cette réduction est liée à l'augmentation de la rugosité aérodynamique qui contrôle la vitesse seuil d'érosion. Dans les champs traditionnels, cette vitesse seuil n'est quasi-jamais dépassée en saison sèche et on ne mesure pas d'érosion significative avant l'arrivée des vents violents du début de la saison des pluies. En revanche en-deçà du seuil de recouvrement de 2 %, les vents de saison sèche sont suffisamment forts pour provoquer une érosion éolienne importante. Or, cette érosion éolienne de saison sèche pourrait avoir des effets plus graves sur la fertilité des sols que l'érosion de début de saison des pluies. En effet, dans ce dernier cas les pluies peuvent rabattre une partie des éléments fins érodés qui ne sont alors pas exportés sur de très longues distances comme c'est le cas en saison sèche, induisant ainsi un appauvrissement généralisé de la zone d'étude. Une façon simple de lutter contre l'érosion éolienne serait de maintenir les résidus dressés sur les champs le plus longtemps possible et de ne défricher les champs qu'au dernier moment juste avant le semis du mil. Mais ce traitement mériterait d'être validé par

d'autres études. En effet, l'érosion éolienne n'est pas le seul facteur qui contrôle la fertilité des champs. Le taux de matière organique est aussi fondamental et il est probable que le défrichage relativement précoce des champs se justifie pour permettre une meilleure incorporation de la matière organique dans ces sols au cours de la saison sèche.

Par ailleurs, cette étude met aussi en évidence l'existence d'une modification météorologique majeure à l'échelle du Sahel autour du 15 juillet date à partir de laquelle l'érosion éolienne ne se produit quasiment plus. Ce point reste encore à documenter précisément.

Aussi, il est apparu que le moteur de développement des croûtes semble sans doute être l'érosion éolienne des sols ayant subi une intense mise en culture qui a baissé drastiquement le couvert de leurs surfaces par la biomasse.

Chapitre III.

Evolution des terroirs de Saga Gorou et perceptions des changements environnementaux et climatiques par leurs habitants

III. 1. Introduction

Le Sahel est une région anciennement peuplée, depuis plus de 10 000 ans, par une population caractérisée par une grande mobilité (Giri, 1994). Les systèmes de productions agro-pastorales des peuples sahéliens sont en effet fondés sur l'intense mobilité des hommes qui s'approprient l'espace en imposant par la même occasion une dynamique dans les rapports entre les groupes sociaux et leurs environnements. Ces rapports sont aussi modulés par des contraintes climatiques et des attaques acridiennes

En effet, comme nous l'avons vu plus haut, le Sahel qui est un milieu en équilibre précaire, sensible aux changements environnementaux et aux variations climatiques, a connu au cours des dernières décennies, d'importants déficits pluviométriques (Ozer et Erpicum, 1995 ; Hunt, 2000 ; L'Hôte *et al.*, 2002). Ceux-ci ont causé d'importantes dégradations environnementales ainsi que la mort de plusieurs millions d'arbres et arbustes (Chamard et Courel, 1999). Ainsi, depuis le début du 20^{ème} siècle, la sécurité alimentaire a été au centre des préoccupations majeures des populations sahéliennes : le Sahel nigérien a connu plusieurs situations de déficit alimentaire comme par exemple dans le Zarmaganda, au nord est de Niamey, (tableau 3.1) liées notamment aux sécheresses et aux invasions des criquets (Gado, 1992). Les faibles revenus associés aux faiblesses des moyens de travail ont accru la vulnérabilité des populations aux différentes crises.

Plusieurs politiques étatiques ont été initiées pour affronter le problème des crises alimentaires qui ont été majoritairement liées aux conditions météorologiques (Tableau 3.1). Au Niger, ces politiques ont encouragé l'abandon des cultures commerciales (l'arachide

notamment), au profit de la culture du mil nécessaire à la consommation locale. La politique d'autosuffisance alimentaire mise en œuvre depuis la famine de 1984, a sans doute connu ses limites avec la crise alimentaire de 2005 puis celle de 2010 qui a touché plus de 7 millions de nigériens. Devant ces crises souvent récurrentes, les populations sahéliennes ont adopté des stratégies nouvelles pour y faire face : l'exode rural, les cultures de contre-saison, l'artisanat, le commerce du bois et des animaux. Ces stratégies impulsent une dynamique nouvelle dans les rapports société - environnements.

Cependant, les sécheresses et leurs corollaires n'expliquent pas, à eux seuls, la dégradation du milieu. En effet, le Sahel est une région à forte croissance démographique. Cette croissance démographique qui a particulièrement été importante après 1950 est devenue un facteur majeur du changement des rapports entre l'Homme et son environnement dans l'espace sahélien où la population a plus que triplé entre 1950 et 2000 (Raynaud, 2001). Le Niger, avec un taux d'accroissement de 3,2 % (INS, 2009) a vu sa population quintuplée en 60 ans passant de 3 millions d'habitants en 1960 à plus de 15 millions en 2010 (INS, 2010). Cette évolution de la population n'est cependant pas suivie d'une création de richesses. Elle s'est au contraire accompagnée de déficits céréaliers chroniques (Gueugant et Banoin, 2003) et d'une pression accrue sur les ressources naturelles avec une forte demande en énergie et en nourriture, ce qui a conduit à un déboisement intensif et à l'expansion des terres cultivées (Banoin et Guengant, 1999). Dans le Fakara par exemple, secteur situé à 60 km à l'Est de Niamey, Leblanc *et al.* (2007a) ont montré que 80 % des terres ont été défrichées et/ou déboisées entre 1950 et 1992 pour l'extension des cultures et les besoins en bois de chauffe (59 % de la végétation des plateaux a été déboisée et 87 % des versants sableux défrichés). Ils ont observé, par ailleurs, que la mise en culture des versants sableux a été plus importante entre 1975 et 1992. Séguis *et al.* (2004) ont observé sur le bassin versant de la mare de Wankama (13°39N, 2°39E) cette même tendance avec la diminution de la savane arbustive de 20 % et 32 % respectivement entre les périodes 1950-1975 et 1975-1992. La conversion des savanes en terres agricoles a favorisé ainsi l'impact des érosions hydrique (Leblanc *et al.*, 2007a) et éolienne (Smaling *et al.*, 1993 ; Biielders *et al.*, 2002, 2004). Au Sud-Est du Niger, par exemple, les sols à forte productivité agricole qui occupent les zones de cuvettes (anciennes dépressions interdunaires) ont perdu 26 % de leur surface en 20 ans par ensablement dû à la réactivation des dunes par le vent suite à la dégradation du couvert végétale (Tidjani, 2008).

Cette dégradation environnementale a aussi entraîné des perturbations importantes dans les flux hydrologiques (McGuffie *et al.*, 1995 ; Mahé et Olivry, 1999 ; Taylor *et al.*, 2002). Dans

la région de Niamey (SW du Niger), par exemple, on note une remontée de la nappe phréatique depuis les années 1960, phénomène a priori contradictoire avec la baisse de la pluviométrie, mais qui est dû à l'augmentation du ruissellement dans un contexte endoréique (Leduc *et al.*, 2001 ; Leblanc *et al.*, 2007a). Ainsi, suite à la remontée de la nappe phréatique, sont apparus des lacs pérennes qui constituent des pièges à sédiments dont l'étude sera menée dans le chapitre suivant. Pour interpréter ces enregistrements sédimentaires récents, il est nécessaire donc de connaître l'historique de leurs environnements immédiats.

Cette étude se propose de mesurer les impacts liés à l'exploitation du milieu par l'homme en s'appuyant, d'une part, sur l'étude des perceptions qu'ont les populations des terroirs de Saga Gorou de l'évolution de leur milieu au cours des dernières décennies et, d'autre part, sur une cartographie diachronique de ces terroirs pour suivre et quantifier les changements environnementaux intervenus au cours des six dernières décennies.

III. 2. Aperçu du site de Saga Gorou

Le site de Saga Gorou (2,196°E – 2,288°E ; 13,477°N – 13,570°N) retenu pour cette étude est une surface rectangulaire, longue de 10,3 km et large de 9,9 km, qui couvre une aire d'environ 100 km² et englobe les bassins versants des deux lacs permanents : Bangou Bi (mare noire en Zarma) et Bangou Kirey (mare rouge en Zarma). Il se trouve à 15 km à l'Est de Niamey (Sud-Ouest du Niger) (figure 3.1). La population rurale vit actuellement d'une agriculture pluviale traditionnelle (culture du mil) et d'une agriculture irriguée (maraîchage) apparue avec la formation des lacs permanents. La proximité de la ville de Niamey permet d'écouler la production maraîchère, mais expose ce site à une forte pression anthropique. En effet, Niamey a vu sa population passer de 35 000 habitants en 1960 (Toure et Prokhoroff, 1963) à plus de 1 300 000 en 2009 (INS, 2009).

III. 3. Matériels et méthodes

III. 3. 1. Enquêtes auprès des habitants de Saga Gorou

Ces enquêtes, **basées sur la méthodologie développée par le LASDEL (Olivier de Sardan, 2003)**, ont été fondées sur des entretiens ouverts avec les habitants des terroirs de Saga Gorou

pour 1) connaître les changements environnementaux et climatiques qu'ils ont observés au cours de leurs vécus, 2) obtenir les explications qu'ils donnent à ces modifications et 3) identifier les stratégies d'adaptation qu'ils ont développées face à ces modifications. Les entretiens ont ainsi été conduits dans les huit villages que comprend le site et ont concerné 102 personnes qui ont été interviewées aussi bien individuellement que collectivement. Les entretiens ont été menés sans interprètes et n'ont pas été enregistrés. Des notes ont été prises au cours de l'entretien et retranscrites dès la fin de celui-ci. Un entretien individuel s'est souvent terminé en entretien collectif du fait que l'interviewé appelait des personnes de son âge pour apporter un témoignage par rapport à une information qu'il avait fournie ou pour mettre leurs mémoires en commun en vue de fournir une information plus consistante. Les entretiens collectifs ont eu l'avantage de croiser ainsi les informations et de créer des discussions par rapport à un thème (par exemple dans le village de Ko Gourou le thème discuté était « de quels types d'apports ont besoin les agriculteurs pour accroître les rendements de leurs champs traditionnels ? »). Les âges des interviewés variaient entre 30 et 100 ans. Tous les interviewés pratiquent l'agriculture traditionnelle du mil, mais beaucoup parmi eux pratiquent, en plus, le jardinage. Pour la culture du mil, les pratiques culturales sont identiques à celles que l'on trouve dans toute la partie sahélienne nigérienne : les semis sont généralement effectués après la première pluie importante avec la daba tandis le sarclage est fait à la hilaire

III. 3. 2. Cartographie diachronique des états de surface du site de Saga Gorou

La stratégie de cette étude repose sur une cartographie diachronique des états de surface du site de Saga Gorou permettant de suivre et quantifier les changements intervenus dans ce milieu. Deux types de moyens ont été utilisés pour cartographier le site. Il s'agit, d'une part, de photographies aériennes et, d'autre part, de relevés de terrain effectués au GPS. Les premières photos aériennes de la zone d'étude datent de 1950. Les campagnes de 1960 et 1992 ne couvrant pas toute la zone d'étude, seules les séries de photos de 1950 (mission AOF du 06 novembre 1950) et 1975 (mission 75 NIG 40/600 du 21 au 22 mars 1975) ont été utilisées pour l'étude cartographique (annexe 5). Quatre photos de chacune de ces séries, obtenues à l'IGN France, ont suffi pour couvrir la zone d'étude. Ces photos ont été scannées avec une imprimante de type EXPSON EXPRESSION 10000 XL à 1200 dpi. Les photos

ainsi digitalisées ont été géoréférencées sous Arc Gis 9.2. C'est ainsi que les points anguleux et invariant des cuirasses ferrugineuses ont été utilisés comme points d'amer pour orthorectifier les photos de 1975 et 1950. Après le géoréférencement, toutes les photos digitalisées présentent une résolution variant entre 1 et 1,5 m par pixel ; ceci permet une photo-interprétation visuelle optimale des différents éléments du paysage (plateaux, talus, végétations de brousse tigrée, champs, jachères, jardins, lacs, ravines (appelées koris). Ces derniers ont été numérisés sous Arc Gis 9.2.

En 2009, la cartographie de la zone a été réalisée au moyen d'un GPS (Garmin GPSMAP76CSX) durant le mois de mai. Les différents éléments du paysage ont été circonscrits au cours de plusieurs missions de terrain. Les tracés ainsi délimités sont prétraités sous MapSource puis transférés sur Google-Earth, puis la numérisation de ces éléments est réalisée sur Arc Gis 9.2. L'évolution des différentes unités cartographiques est obtenue en comparant les trois dates deux à deux. La superficie de chaque élément du paysage a été calculée sur ImageJ pour mesurer les changements du milieu intervenus de 1950 à la période actuelle.

III. 4. Résultats et discussions

III. 4. 1. Changements environnementaux et climatiques : perception des habitants des terroirs de Saga Gorou

III. 4. 1. 1. Peuplement des lieux

Le site de Saga Gorou couvre huit villages (Saga Gorou, Ko Gorou, Yaboni, Bilfuda, Garbel, Fondoga, Dakalganda, Dakalbéné) (figure 3.1). Ces villages sont tous vieux d'environ 100 ans. Les populations de Saga Gorou venaient de « Saga Goley » tandis que celles de Dakalkanda et Dakalbéné provenaient de « Dakala », village situé à plus de 100km au Nord en plein cœur du Zarmaganda (figure 3.2). Les noms de ces deux villages font d'ailleurs « référence au nom du village originaire de ces populations ». Les populations des 5 autres villages sont toutes originaires de « Liboré Tonko Bangou », village situé à 15 Km au Sud de Niamey. Les ressortissants de Liboré Tonko Bangou et de Saga Goley venaient de ces lieux

dès les premières heures pour « cultiver de nouvelles terres durant la saison des pluies puis rentraient dans leurs villages respectifs après les récoltes ». Au fil du temps ces populations ont fini par « se sédentariser dans leurs champs » créant ainsi ces villages. Les ressortissants du Zarmaganda étaient venus eux, d'une part pour « conquérir de nouvelles terres et d'autre part pour échapper à la rigueur du climat (sécheresses) et des crises alimentaires » qui avaient touchées durement leurs terroirs durant la première moitié du 20^è siècle (Tableau 3.1). Toutes ces populations sont majoritairement de l'ethnie Zarma dont l'activité principale demeure l'agriculture. Les Peulhs s'installèrent dans la zone dans les « 20 premières années qui suivirent les créations » de ces villages. Ces peulhs qui « étaient pasteurs sont devenus des agriculteurs depuis la perte de l'essentiel de leurs animaux au cours des sécheresses des années 1970 et 1980 ».

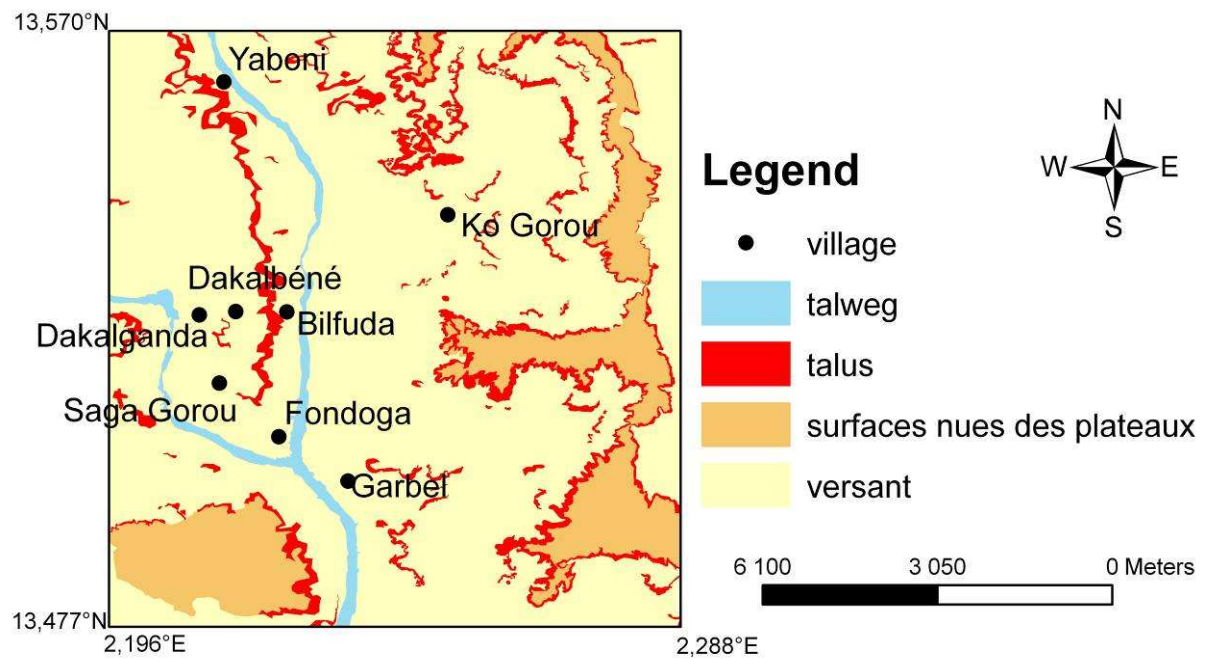


Figure 3.1 : Géomorphologie et villages du site de Saga Gorou

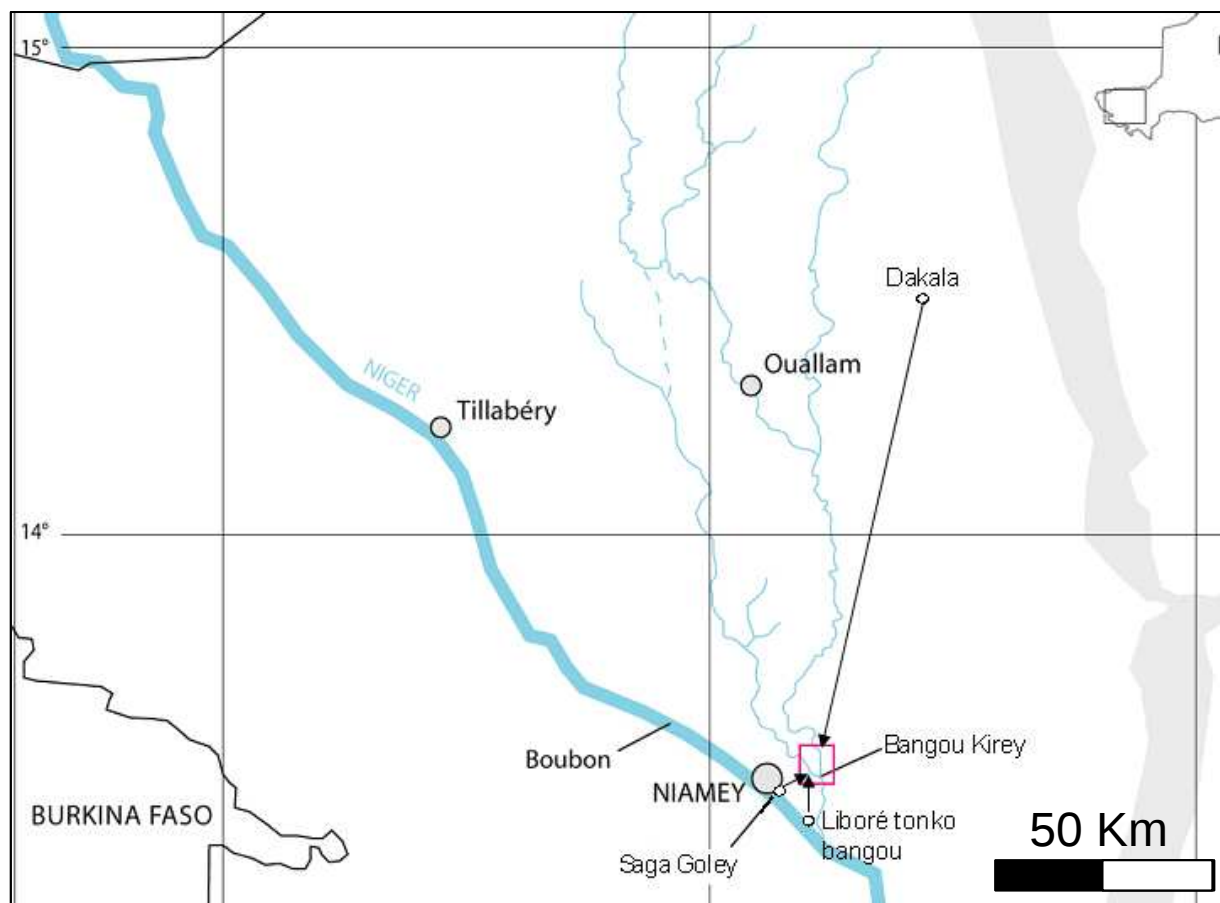


Figure 3.2 : Flux de peuplement (flèches) des terroirs de Saga Gorou (cadre rouge)

Tableau 3.1 : Crises alimentaires au Niger, cas du Zarmaganda (sud-ouest du Niger) (d'après Gado, 1992)

Année	Nom donné par les populations locales aux périodes de crise	Causes des crises	Conséquences
1900 - 1903	Izénéré (vente des enfants)	Sècheresse + invasion des criquets	Migration massive vers le Nigéria
1913 - 1914	Gandé Béri (grande brassée) ou Yollomorou (caresser les tresses)	Invasion de criquets	Dispersion, création des villages de culture, migration vers le Dallol Bosso, Nord Nigéria et fleuve Niger
1929 - 1931	Soudan : Soudan Béri ou Zama kano (couteau tranchant) et Soudan Kainé (petit Soudan) ou Doadjiré (année du criquet)	Invasion des criquets	Dispersion, peuplement des villages de culture, migration vers le Dallol Bosso, Nord Nigéria et fleuve Niger
1944	Yéda konadjiré (année de l'appauvrissement à partir de Yéda)	Insuffisance des pluies	Pas entraîné des mouvements de population
1954 - 1955	Garo djiré (année de la farine de manioc)	Insuffisance des pluies	Faible migration
1965 - 1966	Banda-bari (tourner le dos)	Ravage criquets sédentaires	Migration massive à Niamey
1973 - 1974	Hamma djiré (année du sorgho)	sècheresse	Migration massive à Niamey, mouvements de colonisation vers Say et Kollo
1982	Sapto (départ précipité)	Insuffisance des pluies	Migration des populations de Tondikiwindi vers Say et Kollo
1984	Dazay (éparpillement) ou Djaba-kourou (trainer son boubou) ou Koga (sècheresse)	sècheresse	Migration massive à Niamey et dans les arrondissements de Say et Kollo

III. 4. 1. 2. Les perceptions de la variation de la pluie et des vents

Les pluies au Sahel sont variables d'une année à l'autre. Cependant, les agriculteurs ont estimé que les pluies ont baissé depuis la sécheresse du début des années 1970. Avant cette période, « les pluies étaient suffisantes pour l'épanouissement des plants sur toute la campagne agricole ; il pleuvait même après les récoltes ». Ces dernières années, c'est moins la quantité de pluies, que sa répartition temporelle qui inquiète les cultivateurs. En effet, depuis plus de 20 ans, ils constatent que les précipitations s'arrêtent souvent au moment où le mil en a le plus besoin (épiaison) concourant ainsi à réduire les rendements agricoles.

Les populations des terroirs de Saga Gorou ont toujours connu les vents forts qui produisent des déflations importantes en début de saison des pluies. Cependant, ils constatent que la fréquence des vents violents a augmenté car au lieu de quelques soulèvements de poussière (un voire trois) de début de saison des pluies, ces dernières années des soulèvements de poussière ont été remarqués même au milieu de la saison des pluies. Ils ont attribué ce fait à l'absence de « contrevents » (la végétation) importants qui a augmenté la force des vents ainsi que leurs effets. Outre « la formation des ganganis (surfaces stériles couvertes par les croûtes d'érosion), ces vents forts provoquent des dégâts sur les plants de mil qu'ils cassent constituant ainsi un autre facteur de la baisse des rendements ».

Par ailleurs, « plusieurs petites mares qui existaient dans les champs et qui permettaient aux animaux de s'abreuver, il y a de cela plus de 20 ans ont complètement été comblées par le vent ».

III. 4. 1. 3. L'évolution de la couverture végétale

D'importants changements dans le milieu ainsi que dans le climat ont été ressautés par les habitants de ces villages. Ainsi, le changement environnemental majeur a été l'importante baisse, voire la disparition, de la couverture végétale (figures 3.3 a). Il y a soixante à soixante-dix ans, cette végétation était très dense. Elle était luxuriante aussi bien dans la vallée que sur les plateaux qui étaient couverts au point que leurs talus n'étaient pas visibles. La végétation a perdu aussi en diversité. En effet, les arbres qui étaient représentatifs de la région comme le Fantou (*Detarium microcarpum*), le Garbey (*Balanites aegyptiaca*), le Dély (*Combretum nigricans*), et le Zamtouri (*Prosopis africana*) ont presque complètement disparu. Pour le Fantou par exemple, il ne reste qu'un pied d'arbre en vie dans l'ensemble des villages environnants. Dans le village de Yaboni, il faut tout de même noter une multiplication des

Gaos (*Faidherbia albida*) dans le bas fond, ces arbres dont l'effectif ne dépassait guère plus de 3 il y a 30, ans atteignent aujourd'hui plus de 100 individus.

Plusieurs raisons ont été fournies pour expliquer la disparition de la couverture végétale dont les maladies, les sécheresses et le défrichage. En effet, beaucoup d'arbres des plateaux (végétation de la brousse tigrée et des talus) seraient morts naturellement (décision divine). Cependant, pour la plupart des personnes interrogées, les sécheresses du début des années 1970 et 1980 ont été des éléments majeurs de la disparition de la couverture végétale. Le défrichage en vu de l'extension des surfaces cultivées a été perçu comme un facteur ayant contribué de façon significative à la disparition de la végétation.

III. 4. 1. 4. L'occupation des sols et les rendements des champs

Un changement pas moins important a été observé dans les rendements des champs qui ont beaucoup baissé. En effet, « si un champ d'un hectare pouvait produire plus de 100 bottes de mil (grand mil), il y a 30 ans, permettant de nourrir une famille pendant une année, le même champ ne donne aujourd'hui guère plus de 25 bottes de mil, production à peine suffisante pour alimenter une famille pendant deux ou trois mois ». Les travaux des champs sont ainsi « devenus de la souffrance » et sont vus par les agriculteurs comme une obligation afin de ne pas rester inactifs. Depuis la sécheresse de 1984, de nombreuses personnes interviewées, les vieilles personnes en particulier, s'accordent à dire que les greniers deviennent de moins en moins nombreux.

Les agriculteurs ont aussi signalé un rétrécissement des surfaces cultivées par les koris (ravins) (photo), et les ganganis. L'apparition des vastes « ganganis » en lieu et place des surfaces jadis cultivées « remonterait à 20 ans environ et depuis ces surfaces sont en extension d'une année à l'autre ».

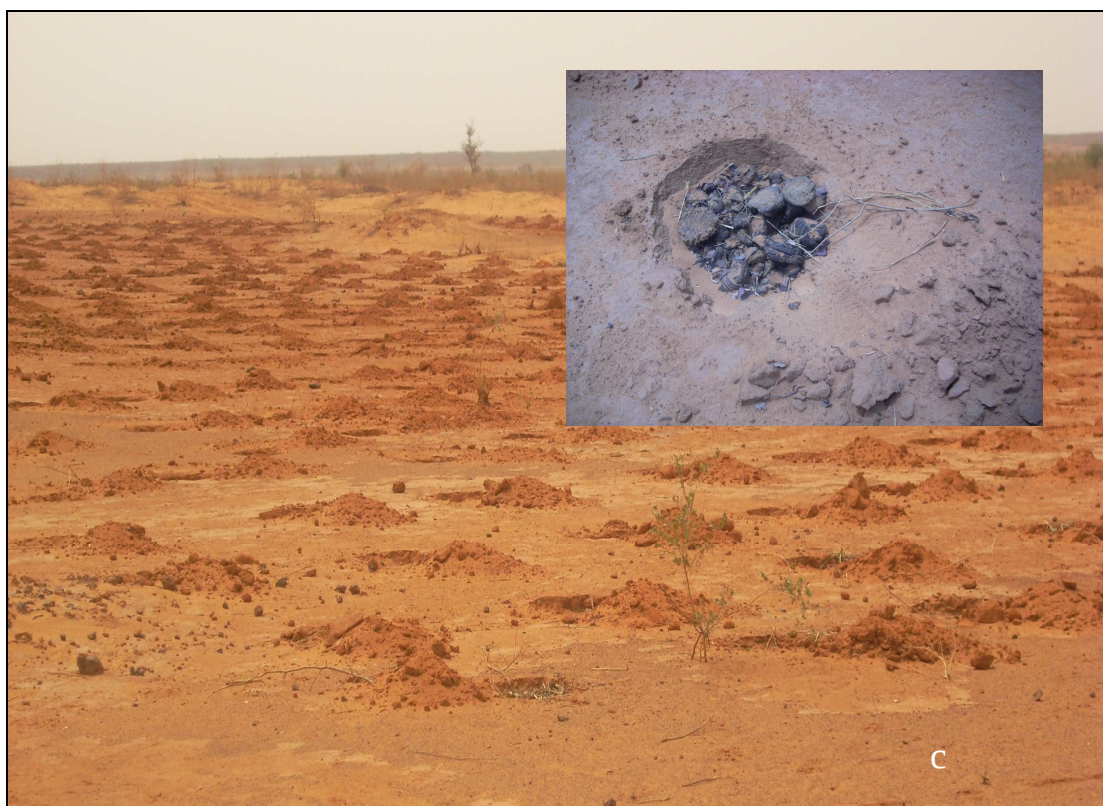
Tous les agriculteurs s'accordent cependant à dire que les champs ne bénéficient quasiment plus d'apport en fertilisants « la dernière utilisation de l'engrais dans les champs remonte à 1986, juste après la sécheresse de 1984. Elle a été possible grâce une intervention étatique ». Les agriculteurs ont par ailleurs affirmé ne plus pratiquer la technique de fertilisation des champs à base de la fumure (bouses de vaches). Ils ont affirmé cependant qu'à partir de la sécheresse de 1984, « les tiges de mil ont été aussi systématiquement ramassées dans les champs, juste après les récoltes » (figure 3.4).

Par ailleurs, la jachère qui permet, par des processus biologiques, la régénération des sols « n'est quasiment plus pratiquée dans la zone ». Cet abandon de la mise en jachère n'a

cependant pas été accompagné de techniques nouvelles de fertilisation des sols. L'essentiel des champs « n'a plus été mis en jachère depuis la sécheresse de 1984 », cependant, certains champs sont « continuellement cultivés depuis la sécheresse de 1973 voire depuis 50 ans ».



Figures 3.3: Illustration des différents types de surface des terroirs de Saga Gorou : a) surface nue des plateaux ; b) surface encroûtée en haut de versant sableux, c) récupération de terres par le zaï ; d) champ encroûté en voie d'abandon. Noter les limites du champ en lignes herbeuses discontinues coupées par les croûtes d'érosion (ganganis) en haut à droite de la photo et en bas à gauche par exemple (Photos Abdourhamane Touré (a, b, c), et Rajot (d : PIXY)



Figures 3.3: Illustration des différents types de surface des terroirs de Saga Gorou : b) surface encroûtée en haut de versant sableux, c) récupération de terres par le zaï,



Figures 3.3: Illustration des différents types de surface des terroirs de Saga Gorou : d) champ encroûté en voie d'abandon. Noter les limites du champ en lignes herbeuses discontinues coupées par les croûtes d'érosion (ganganis) en haut à droite de la photo et en bas à gauche par exemple (Photos Abdourhamane Touré (a, b, c), et Rajot (d : PIXY))

La baisse des rendements est la résultante de plusieurs facteurs qui se résument à « des maladies » qui affectent le mil ; « l'épuisement des sols » ; « les terres qui ne seraient plus bénites » et « la diminution des pluies ». Les agriculteurs considèrent par ailleurs que les terres sont « devenues trop petites pour la population ». En effet, un champ qui était « cultivé par un seul père de famille dans les années 1960 est aujourd'hui cultivé par au moins 15 chefs de famille d'où une production nettement insuffisante pour nourrir la population ». Les champs sont de ce fait devenus « objets de disputes et de querelles entre les descendants des premiers propriétaires ».

D'après les agriculteurs, l'apparition et le développement des ganganis qui contribuent significativement à la baisse des rendements sont dus à « la disparition de la végétation car celle-ci et les bouses de vaches ne sont plus suffisamment présentes pour protéger le sol ». En effet, « la disparition de la végétation a permis au vent d'enlever la partie meuble à la surface des champs pour ne laisser que des croûtes à leurs places ». L'extension continue de l'encroûtement des surfaces a conduit d'une part à « l'abandon de la culture de certains champs depuis le début des années 1990 » (figure 3.3 d) et, d'autre part, a créé la peur chez

les vieux agriculteurs sur la vie future de leurs enfants : « ces derniers risqueraient en effet, de ne plus trouver de terres encore cultivables, ce qui suggérerait un probable démantèlement futur des villages ».

À cette dégradation des surfaces cultivées, s'ajoute une faiblesse des moyens des agriculteurs. En effet, la disparition de la pratique de mise en jachère a été, elle, liée au fait que les paysans « n'arrivent plus à constituer de stock alimentaire et ils n'ont plus de nouvelles terres à cultiver : l'illusion que la terre soit infinie a connu ses limites en raison de la forte pression sur les terres consécutivement à la forte croissance démographique ». Par ailleurs, les agriculteurs ont indiqué que l'usage des engrais minéraux, pour les champs de mil reste au dessus de leurs moyens, et expliqué qu'ils n'ont plus les moyens de payer le parcage des troupeaux dans leurs champs pour les fertiliser à base de fumure. Cependant, les tiges de mil sont ramassées de la surface des champs par ces agriculteurs, même si ces derniers reconnaissent que ces tiges enrichiraient le sol et permettraient ainsi d'accroître les rendements des champs. Ils disent qu'ils sont cependant contraints de vendre ces tiges pour compenser la baisse des rendements. Cependant, au regard de l'impact des résidus de culture sur l'érosion éolienne des sols (chapitre I), sur le flux horizontal en particulier, cette pratique peut s'avérer à court et long terme dangereuse pour l'usage durable des sols.

Face à cette dégradation continue des terres, quelques rares cas d'initiatives personnelles notamment la pratique du Zaï (trou rempli à moitié de bouse de vache) ont été entrepris par certains agriculteurs pour tenter de régénérer ou de récupérer les surfaces dégradées (figure 3.3 c). Cependant, les avis des agriculteurs sur les types d'interventions étatiques et/ou des bailleurs extérieurs pour accroître le rendement des champs de mil ont été divers : les agriculteurs considèrent néanmoins que les apports ponctuels de l'engrais ne servent pas à grand-chose dans la productivité des champs de mil car ceci « ressemblerait plutôt à de la boule ou de l'eau qui ne servirait qu'à chasser la faim ou la soif un instant donné ». Ainsi, à leur avis, la meilleure aide est d'accroître leurs capacités en leur offrant des outils de travail notamment des charrettes qui leurs permettraient, d'une part, d'acheminer de la matière organique (des feuilles mortes et des excréments d'animaux domestiques (vaches, moutons, chèvres) dans leurs champs et, d'autre part, en dehors des travaux champêtres, les charrettes leurs permettraient d'exercer des activités de transport en vue d'accroître leurs revenus.



Figure 3.4 : Paille de mil ramassée à la surface des champs et stockée pendant la saison sèche (Photos : Abdourhamane Touré, 2009)

III. 4. 1. 5. Le réseau hydrique et la nappe phréatique

Selon toutes les personnes interrogées, l'hydrologie de la région a connu d'importants changements dans le terroir. En effet, « la taille et le nombre de koris ont considérablement augmenté ces 2 dernières décennies ». Par ailleurs, les vieilles personnes ont indiqué que la mare de Yaboni est devenue permanente depuis près de 20 ans tandis qu'ils ont daté l'apparition de deux lacs permanents : Bangou Bi et Bangou Kirey entre 1964 et 1966 (figure 3.5 a). Les riverains de Bangou Kirey ont, eux, affirmé que les eaux de ce lac étaient claires dans les premières années suivant son apparition avant de devenir rouges au début des années 1970.

L'apparition et la source des lacs Bangou Bi et Bangou Kirey ont été attribuées aux eaux de la nappe par les populations riveraines. Ces populations ont par ailleurs noté l'apport d'importants flux hydriques, dans les lacs et mares, lié à l'augmentation du ruissellement qu'ils ont observée après la mort des arbres et arbustes. Cette augmentation du ruissellement marquée par « la complexification du réseau de koris (figure 3.5 b), pose d'énormes problèmes aux champs et aux lacs et mares ». En effet, ces koris, d'une part « en arrachant les plants de mil et en réduisant les surfaces de culture », contribuent à la baisse des rendements et d'autre part « les sédiments qu'ils drainent sont en train de combler le fond des lacs et mares ». La mare de Boulboulaye par exemple qui « aurait atteint 3 m de profondeur dans les années 70 est complètement ensablée depuis 20 ans et ne s'est plus mise en eau ».

Par ailleurs, les plus vieux habitants de Saga Gorou disent que « au niveau du puits de Dey Koirey (Saga Gorou), la nappe a monté de près de 30 gandés (longueur entre le poignet et la gorge d'une personne, cette mesure qui varie d'une personne à une autre est « estimée

cependant proche du mètre)». En effet, « ce puits qui aurait atteint une profondeur de 37 gandés au début des années 1960 ne mesure plus qu'environ 7 gandés ».

Par ailleurs les populations du site de Saga Gorou ont noté une forte évolution des zones de bas-fond près des mares de Tondy Gamey (temporaire) et Yaboni (permanente depuis près de 20 ans) (figure 3.5 a) que nous avons synthétisée sur la figure 3.6 : Tondy Gamey était un fourré touffu pendant l'installation du village de Saga Gorou. Dans les années 1940 et 1950, son lit qui était cultivé de sorgho et de manioc était peu profond au point que les populations le traversaient sans trop s'apercevoir qu'ils traversaient un fossé. Puis « le bas fond de Tondy Gamey se serait creusé dans les années postérieures à 1970 par l'augmentation du ruissellement à travers son lit après la mort des arbres ». Actuellement, « le bas fond est en train d'être comblé, mais reste, aux yeux des populations, plus profond qu'il y a 60 ans » (figure 3.6).



Figure 3.5 : a) principaux mares et lacs de la zone d'étude, les koris apparaissent en lignes irrégulières (Images Google de janvier 2011, www.googleearth.com), b) image d'un kori de Saga Gorou (Photo : Abdourhamane Touré, 2009)

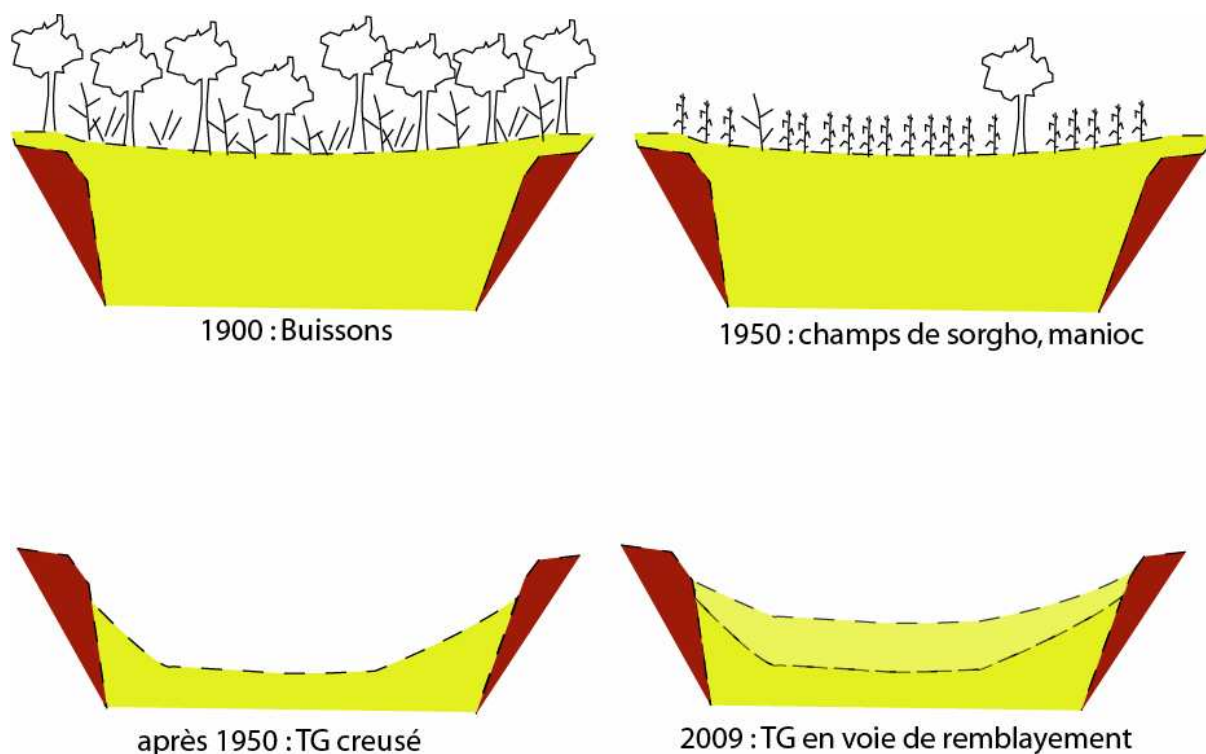


Figure 3.6 : Schéma d'évolution du kori Ouallam au niveau du lit de Tondi Gamey (TG) d'après les informations données par les populations riveraines.

III. 4. 1. 6. Les pratiques agricoles récentes

Dans la zone d'étude, toutes les familles qui possèdent des terrains dans le bas-fond pratiquent le maraîchage et/ou l'arboriculture (manguiers, citronniers, et aussi Eucalyptus pour le bois d'œuvre, etc...) en dehors de la culture traditionnelle du mil (figures 3.7). Ces exploitations constituent à l'heure actuelle la principale source de revenu pour ces familles dont la production en mil n'arrive plus à satisfaire les besoins alimentaires. Les cultures maraîchères (tomates, chou, salade, oignon, piment, poivron, *moringa oleifera lam.*(windi-boumdou en Zarma) sont faites au cours de la saison sèche par irrigation essentiellement en pompant l'eau des mares permanentes, mais aussi l'eau de la nappe phréatique à partir de puits. Les productions des jardins et des vergers sont commercialisées par les femmes du village qui les acheminent en ville ou les vendent sur la route principale qui mène en ville. Les premières plantations de manguiers datent d'environ 40 ans. Cependant, d'autres manguiers ont été plantés au fil du temps dès que les anciens plants mouraient ou à l'occasion de la mise en place d'une nouvelle plantation. Selon les exploitants des bas-fonds interviewés, les manguiers seraient aujourd'hui la première ressource et représenteraient « le salut de

beaucoup de familles » de ces villages. Leurs exploitations font participer aux activités toutes les composantes des villages : « les hommes s'occupent du travail de la terre dans les exploitations tandis que la cueillette des mangues est faite par les enfants et les femmes achètent ces mangues dans les jardins et se chargent de leur commercialisation ». Le bois issu des exploitations d'eucalyptus est « vendu en ville où il sert dans les constructions ».

Il faut signaler que les cultures maraîchères rencontrent « depuis près de 5 ans des problèmes du fait d'une maladie dont le vecteur serait une espèce d'araignée. Cette maladie attaque principalement les plans de tomate et de chou ».

Les exploitants signalent aussi que les apports de sédiments par les koris dans Bangou Kirey et la rupture de ses berges continuent de combler le lit. En conséquence, « les inondations de ses rives au maximum des eaux tuent les manguiers implantés dans les zones les plus basses ».



Figures 3.7 : a) maraîchage et vergers de manguiers autour de Bangou Bi (Images Google de janvier 2011, www.googleearth.com), b) maraîchage dans Tondi Gamey (Photo : Bichet, 2009)

III. 4. 1. 7. Discussions

A la suite de cette étude, des modifications extrêmement importantes du milieu ont été décrites par les populations riveraines (tableau 3.2).

Les populations attribuent un rôle clef aux sécheresses pour expliquer certains changements majeurs tels que la disparition des grands arbres. Ce rôle des sécheresses est, en effet, bien connu (Luxereau et Russel, 1997). Mais il est intéressant de noter que le rôle des activités humaines n'est souvent pas mis au premier plan. Ainsi, ce n'est pas la population qui est trop importante pour être nourrie par le milieu, mais bien la « terre qui devient trop petite ».

Les indications concernant la remontée de la nappe phréatique dans les puits sont en phase avec celles obtenues par les mesures depuis plusieurs décennies. Leduc *et al.* (2001) trouvent, en effet, que dans la zone d'étude notamment à Ko Gorou (figure 3.1), la nappe a monté d'en moyenne 0,4 m par an entre 1993 et 1999. Cependant, la remontée de la nappe a été observée depuis plusieurs décennies dans le degré carré de Niamey (Leduc *et al.*, 2001) (figure 1.1).

Cette étude nous permet également d'obtenir des dates pour les changements observés qu'il s'agit maintenant de confronter aux données plus objectives fournies par l'analyse diachronique des photos aériennes.

III. 4. 2. Suivi et quantification des modifications intervenues sur le site de Saga Gorou entre 1950 et 2009

III. 4. 2 1. Evolution diachronique des états de surface des terroirs de Saga Gorou

L'évolution des états de surface sera présentée suivant les différents éléments géomorphologiques de la zone d'étude : plateaux latéritiques, pentes sableuses et bas-fonds (talweg ; figure 3.8). Chaque élément est caractérisé par un couvert végétal propre permettant de suivre son évolution : i) l'évolution des états de surface sur les plateaux est relative à celle de la brousse tigrée (Ambouta *et al.*, 1996) qui occupe naturellement leurs sommets. Cette brousse tigrée est une organisation naturelle de la végétation ligneuse en bandes perpendiculaires à la très faible pente du terrain. Ces bandes de végétation sont séparées par des bandes de sol nu qui fonctionnent comme des impluviums pour la végétation de la bande

aval ; ii) les pentes sableuses sont occupées par une savane arbustive naturelle lorsqu'elles n'ont jamais été défrichées (ou seulement à de très longs intervalles de temps), ou, après mise en culture, par des champs de mil, des jachères et des sols nus encroûtés. Les ravines (Koris), de dimension métrique à décamétrique, traduisent l'intensité du ruissellement et de l'érosion hydrique de ces pentes ; iii) les bas-fonds sont eux caractérisés par des champs de mil, des mares permanentes ou temporaires, des jardins et des vergers.

Les affleurements de cuirasse gravillonnaire et les talus à pente très forte (de 15 à 30%) qui bordent les plateaux couvrent 8,2 % du site de Saga Gorou (figure 3.8). Les sommets des plateaux constituent de vastes zones à pente très faible qui couvrent 13,6 % de l'aire d'étude. En 1950, les bandes de végétation de la brousse tigrée occupaient 9,4 % de la surface de l'étude soit 69 % de la surface des plateaux (figures 3.8 et 3.9). Localement, sur le plateau du Sud-Ouest de la zone d'étude par exemple (figure 3.8), cette végétation était si dense qu'il est même difficile de reconnaître l'organisation « tigrée ». Il serait plus juste de parler de brousse tachetée telle qu'on la retrouve actuellement à une centaine de kilomètres au Sud de la zone d'étude. Depuis 1950, la proportion de surface couverte par la végétation sur les plateaux a connu une chute importante passant à 2,5 % puis à 0 %, respectivement en 1975 et 2009 (Figures 3.8 et 3.9).

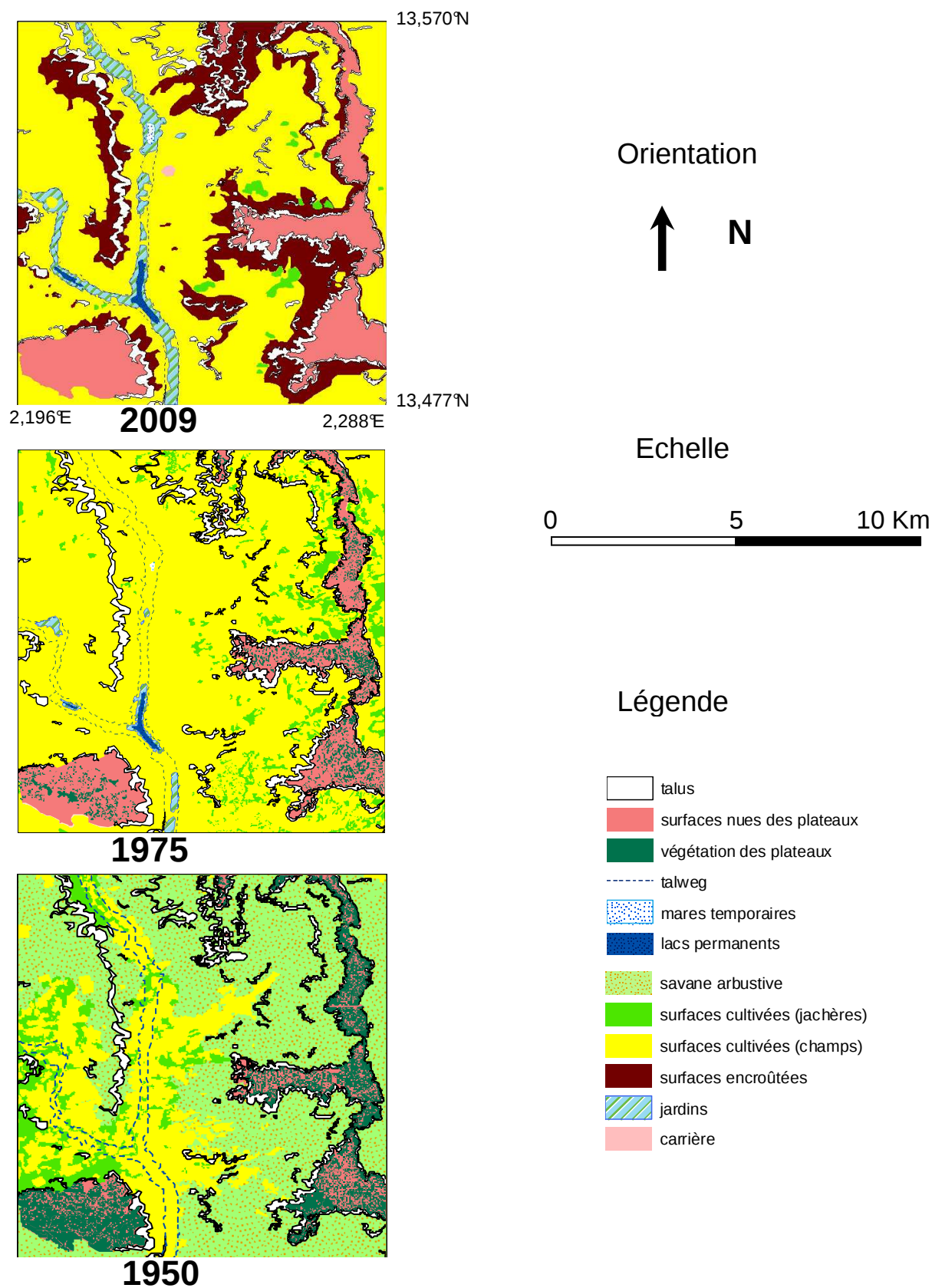


Figure 3.8 : Cartographie diachronique des terroirs de Saga Gorou

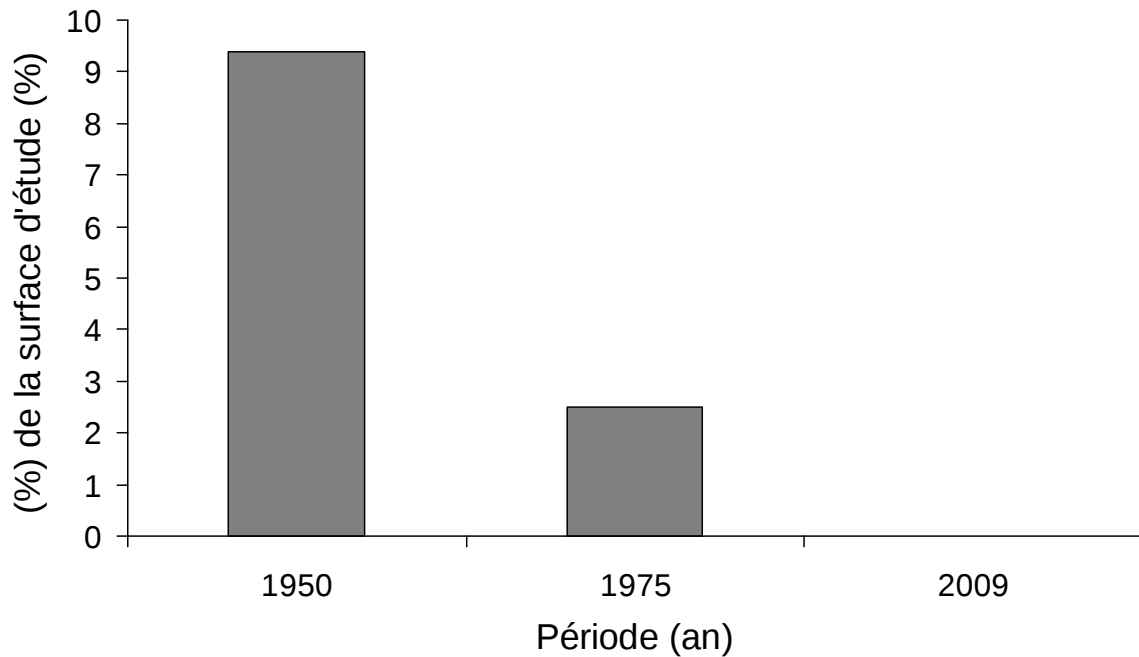


Figure 3.9 : Evolution de la végétation de la brousse tigrée entre 1950 et 2009 à Saga Gorou.

L'agriculture pluviale se développe essentiellement sur les pentes sableuses et les bas-fonds qui couvrent 78,2 % de la zone d'étude. L'aspect des versants a été modifié au fil du temps. En 1950, la savane arbustive naturelle occupait 46,5 % de la surface d'étude (figures 3.8 et 3.10). Cette brousse a totalement disparu dès 1975 au profit des champs et des jachères. Ces derniers ont connu des évolutions différentes : tandis que les jachères diminuent régulièrement passant de 7 % en 1950 à 5 % puis à 1 % respectivement en 1975 et 2009, les champs connaissent d'abord une extension entre 1950 et 1975 où ils passent de 24,3 % à 71,8 %. Mais en 2009, leur surface n'est plus que de 53,9 %. Cette diminution s'est faite au profit de surfaces nues couvertes de croûtes d'érosion, donc non cultivées, qui atteignent plus de 19 % de l'aire d'étude (figures 3.8 et 3.10).

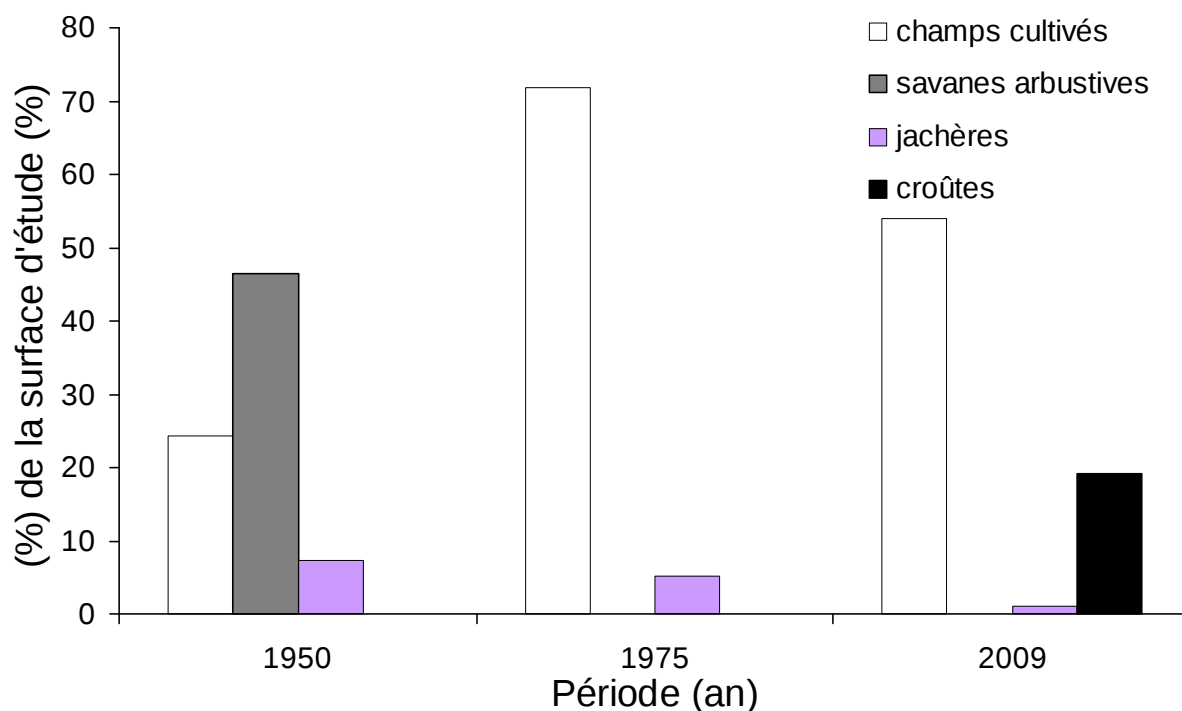


Figure 3.10 : Evolution des occupations des sols des versant sableux de Saga Gorou.

Dans les bas-fonds plusieurs changements sont survenus. En 1950, ces bas-fonds n'étaient occupés que par des champs de mil ou des jachères (figure 3.8). Entre 1950 et 1975, deux lacs permanents (apparus entre 1964 et 1966) et des mares temporaires se sont formés dans cette zone (figure 3.8). Ces lacs et mares couvraient 0,4 et 0,6 % de la surface d'étude respectivement en 1975 et 2009. Quelques jardins couvrant 0,8 % des surfaces apparaissent dès 1975 ; ces jardins sont devenus presque continus occupant la quasi-totalité des bas-fonds exondés de la zone d'étude en 2009 soit 3,5 % (figure 3.8).

Le réseau hydrographique est devenu très complexe. L'ordre (Shreve orderin Shreve, 1966) des différents tributaires des mares a été multiplié par trois en moyenne entre 1950 et 1975 (figure 3.11). Une meilleure connexion entre les ravines qui naissent sur les talus des plateaux et les bas-fonds apparaît nettement. Plusieurs koris dépassant 3 m de profondeur et 5 m de largeur entaillent actuellement les versants sableux. Ces koris drainent des quantités importantes de sédiments dans les bas-fonds.

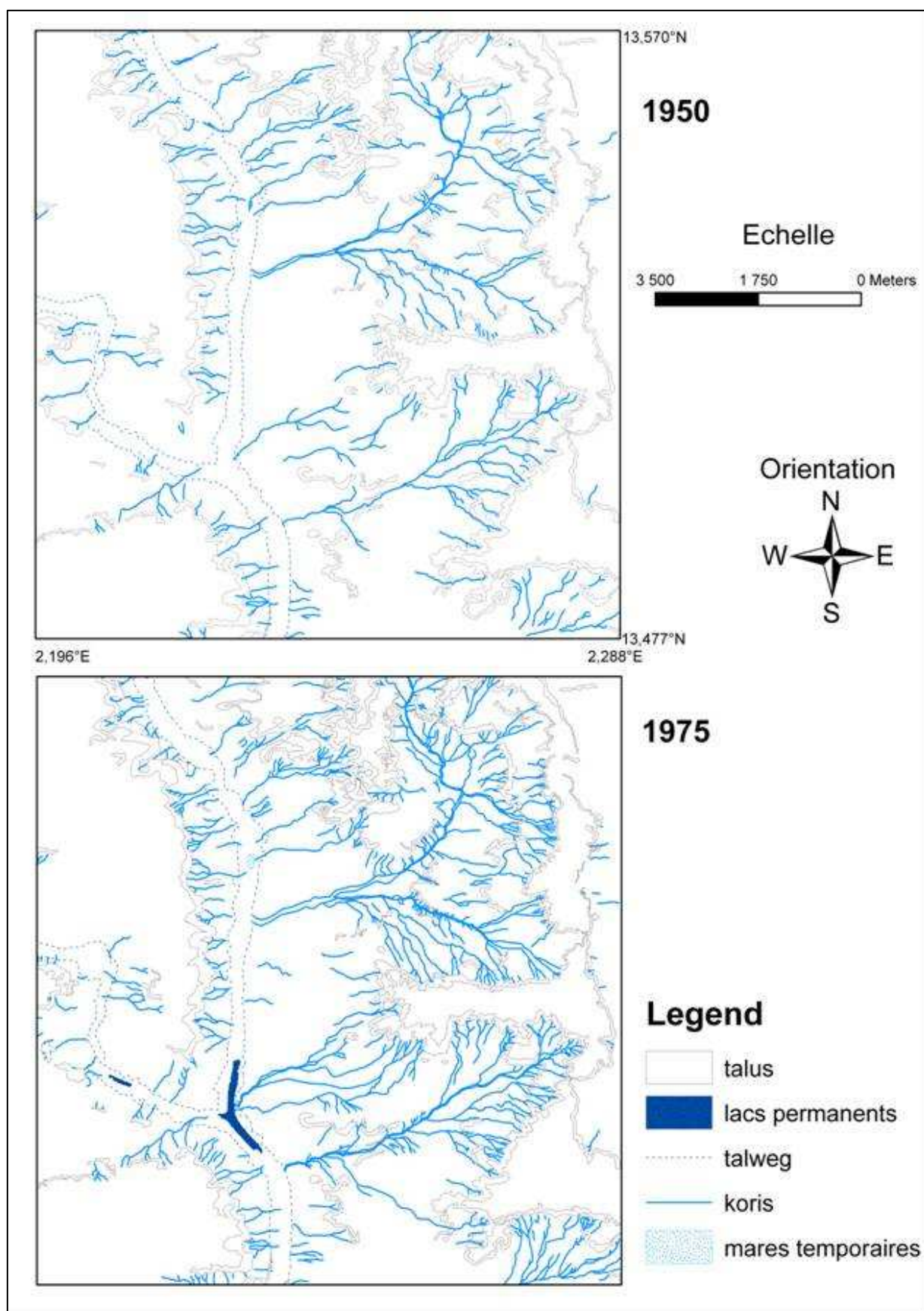


Figure 3.11 : Evolution du réseau hydrographique entre 1950 et 1975 sur le site de Saga Gorou

III. 4. 2. 2. Discussions

A Saga Gorou, la diminution de la végétation des plateaux a été beaucoup plus importante entre 1950 et 1975 qu'au Fakara (50 km à l'Est de Saga Gorou). En effet, la végétation de la brousse tigrée a diminué de plus de la moitié entre 1950 et 1975 à Saga Gorou tandis que dans le Fakara elle diminuait du quart (Leblanc *et al.*, 2007a) pour la même période. En 2009, les plateaux sont totalement dénudés, ce qui n'est pas le cas plus à l'Est dans le Fakara. Ces évolutions différentes ne peuvent donc être liées à la sécheresse car les deux zones sont dans la même zone climatique et présentent des pluviométries semblables. Le site de Saga Gorou a assurément subi la pression de la demande en bois de chauffe de la ville de Niamey dont la population est en croissance exponentielle et qui est passée de 35 000 habitants en 1960 à 1 300 000 en 2009.

La végétation arborée des versants sableux qui couvrait plus de la moitié de cette zone en 1950, est déjà totalement défrichée en 1975 au profit de l'extension des surfaces cultivées. La pression sur les terres a été très importante entre 1950 et 1975 où chaque secteur de la pente sableuse a été cultivé au moins une fois. Dans le Fakara, la pression sur les terres a été relativement plus tardive : l'essentiel de la brousse arborée n'a été défrichée qu'entre 1975 et 1992 (Loireau, 1998 ; Seguis *et al.*, 2004). Cette expansion plus rapide des surfaces cultivées dans un contexte de croissance démographique marquée dans tout le Niger (Banoïn et Guengant, 1999) s'explique là encore très probablement par la proximité de la ville de Niamey. L'extension des terres cultivées a ainsi fragilisé les pentes sableuses, occasionnant du coup leur dégradation. Celle-ci s'est traduite par une réduction des surfaces cultivées en 2009 avec l'apparition de surfaces nues couvertes de croûtes d'érosion représentant plus de 19 % de la zone d'étude. Cet encroûtement du milieu, né de la mise en culture intensive des pentes et du déboisement des plateaux, est à l'origine de l'augmentation du ruissellement entraînant la complexification du réseau des koris et l'apparition de nouvelles mares temporaires. Ainsi, du fait de la plus forte pression sur les terres à Saga Gorou, l'ordre des tributaires (Shreve order) a été multiplié par 3 en vingt cinq ans (1950 à 1975) alors qu'il n'a été multiplié que par 2,5 en quarante-deux ans (1950 à 1992) dans le Fakara (Leblanc *et al.*, 2007a). Par ailleurs, l'apparition de deux lacs permanents (Bangou Bi et Bangou Kirey) confirme la remontée de la nappe phréatique bien connue dans toute la région (Leduc *et al.*, 1997 et 2001 ; Leblanc *et al.*, 2007b). La remontée de cette nappe a créé des zones humides dans les bas-fonds permettant ainsi leur exploitation sous forme de jardins. Cependant, les

bas-fonds constituent des zones de dépôt de quantités importantes de sédiments drainés par les korus. Un charbon de bois situé à 230 cm dans une carotte sédimentaire du bas-fond a été daté par le radiocarbone comme étant postérieur à l'année 1953. Un tel taux de sédimentation (d'au moins 2 cm.an⁻¹) constitue une menace pour l'existence des mares et l'exploitation des jardins qui sont maintenant la principale source de revenus de la population locale.

III. 5. Conclusion

Les migrations des populations du Nord du Sahel vers le Sud du Sahel autour des années 1900 (liées essentiellement à de graves crises alimentaires) ont conduit à la création de nombreux villages récents dans le Sahel nigérien. C'est le cas du site de Saga Gorou où les huit villages ont été fondés vers le début du vingtième siècle. Les déplacements des populations en ces lieux étaient possibles grâce à l'existence de vastes surfaces non cultivées et propices à l'agriculture qui est la principale activité du terroir. La pensée de « la terre infinie » a conduit ces populations à coloniser de nouvelles surfaces loin de leurs villages originaires et à créer ainsi de nouveaux villages.

Sur le site de Saga Gorou, depuis l'installation des villages, le milieu a subi des transformations avec à la clé des mutations de la dynamique des rapports Hommes-environnement particulièrement après les années 1960 où le fort accroissement démographique a eu d'énormes conséquences sur ce milieu. Ainsi, entre 1950 et 2009, toute la végétation de la brousse tigrée des plateaux a été déboisée. Le déboisement et le défrichage ont été particulièrement importants entre 1950 et 1975 où toute la savane arborée qui dominait le milieu jusque dans les années 1950 a fait place à une étendue quasiment nue sur les versants. Cette modification du milieu a été induite par le besoin de répondre aux demandes, de plus en plus importantes, en énergie et en nourriture d'une population en très forte croissance démographique. La fragilisation des versants ainsi née de la baisse drastique de la couverture végétale entre 1950 et 2009 a induit, d'une part, une diminution des surfaces cultivées de près de 1/3 au profit des croûtes impropres à l'agriculture et, d'autre part, à une augmentation du ruissellement et une complexification du réseau de kori. Les rendements agricoles ont par ailleurs significativement baissé suite à cette fragilisation du milieu qui a été accentuée, d'une part, par les différentes crises de sécheresse qu'a connu le Sahel et, d'autre part, par la faiblesse des moyens matériels des cultivateurs. Néanmoins, l'augmentation du ruissellement a favorisé la création de zones humides dans les bas-fonds (talwegs), cultivables

toute l'année grâce à la proximité de la nappe qui affleure localement (lacs de Bangou Bi et Bangou Kirey). Cependant, la tendance au comblement des bas-fonds due au fort taux de sédimentation consécutif à l'ampleur du ruissellement et de l'érosion des versants sableux constitue une menace pour l'exploitation durable et l'existence des lacs.

Confrontation de l'évolution des terroirs avec ce qu'on sait de la dynamique éolienne :

L'un des points clefs de l'évolution des terroirs de Saga Gorou a été la mise en culture de l'ensemble des versants sableux et en particulier des terres les plus marginales, en haut de versant, proches des plateaux et souvent légèrement plus riches en argiles, donc plus sensibles à l'érosion (Valentin *et al.* 2004). Ces terres sont généralement moins productives (Hiernaux *et al.*, 2009), et donc présenteront un recouvrement relativement plus faible par les résidus de culture. Par ailleurs, les agriculteurs ont bien expliqué qu'ils collectent systématiquement les tiges de mils pour les vendre comme matériaux de construction depuis les années 80. Tous ces facteurs concourent donc à rendre les terres marginales plus sensibles à l'érosion éolienne : faible productivité et collecte des résidus. Nous avons bien observé (Chapitre I) que l'érosion éolienne intense sur de telles surfaces est le moteur premier de l'apparition des croûtes d'érosion qui permettent ensuite un fort ruissellement pour peu que les sols soient en pente. C'est justement le cas des hauts de versant. Le développement de ces vastes franges de croûtes d'érosion bordant les plateaux s'explique donc bien par l'enchaînement de ces processus qui conduit à l'action conjointe de l'érosion éolienne et de l'érosion hydrique sur les mêmes zones comme cela a déjà été observé à une beaucoup plus petite échelle par Rajot *et al.* (2009) au Burkina Faso.

La confrontation des informations obtenues par les entretiens avec les populations locales et à partir de l'étude diachronique des documents iconographiques disponibles permet ainsi de tracer un tableau très cohérent de l'évolution de l'environnement des lacs et des terroirs de Saga Gorou (tableau 3.2). Les crises environnementales (essentiellement les sécheresses) expliquent sans doute des événements majeurs tels que les migrations des populations qui ont fondé certains villages de la zone d'étude ou la disparition de certains grands arbres du milieu. Mais le facteur qui apparaît le plus important pour expliquer les changements survenus est avant tout l'emprise de l'Homme sur le milieu par la mise en culture de la totalité des zones cultivables sur les versants et par le déboisement de la totalité des plateaux. Les rares actions de conservation des eaux et des sols observées sur la zone paraissent encore bien dérisoires face à l'ampleur de la dégradation survenue depuis les années 1950.

Tableau 3.2 : Comparaison des dates de quelques faits, naturels ou liés à l'occupation des sols, identifiés au cours des enquêtes et par l'étude des photographies

Eléments observés dans la zone d'étude	Faits et événements intervenus	Dates ou Périodes	
		Enquêtes	Cartographie diachronique
Pluies	Baisse	années 1970	
	Diminution de la durée de la saison des pluies	Années 1980	
Vents forts (lignes de grains)	Connaissance	Depuis toujours	
	Intensification	Années 1980	
Savanes arborées	Dense	Années 1930	1950
	Disparition	Sècheresses des années 1970 et 1980	Entre 1950 et 1975
Végétation des plateaux (brousse tigrée)	Dense	Jusque dans les années 1930	Jusqu'en 1950
	Disparition + diminution des espèces	Sècheresses des années 1970 et 1980	Entre 1975 et 2009
Gao	Multiplication	années 1980	
Surfaces cultivées	Extension	Avant 1970	Entre 1950 et 1975
	Diminution	Années 1980	Entre 1975 et 2009
	Utilisation de l'engrais minéral	1 fois à grande échelle avec l'intervention de l'état, 1987	
	Fumure	Usage en baisse depuis les années 1980	
	Ramassage des tiges de mil	Systématique depuis la sécheresse des années 1980	
Jachères	Abandon	Depuis années 1960 et en particulier à partir des années 1980	Entre 1950 et 2009
surfaces encroûtées	Apparition	Années 1980	Entre 1975 et 2009
Nappe	Remontée	Entre 1960 et 2009	
lacs (Bangou Bi et Bangou Kirey)	Apparition	Entre 1964 et 1966	Entre 1950-1975

Chapitre IV.

Caractérisation des sédiments dans les lacs de Bangou Bi et Bangou Kirey du site de Saga Gorou

IV. 1. Introduction

Le climat de l'Afrique tropicale a oscillé depuis 4 millions d'années entre périodes humides et sèches selon des échelles de temps interannuelles à plurimillénaires (Durand, 1995 ; Gasse, 2006). Dans le contexte actuel de réchauffement climatique avec ses impacts régionaux, la compréhension des changements naturels en relation avec les systèmes climatiques est devenue un enjeu majeur. Le climat d'une localité sur la Terre pouvant être défini par la température, la pression de l'air et les précipitations, il convient donc de chercher les archives naturelles de ces paramètres pour comprendre les variations climatiques, principalement dans les régions très sensibles du Sahel. Sur le plan hydrologique, il existe peu de rivières permanentes au Sahel et peu de mesures du ruissellement sur le long terme qui peuvent permettre d'estimer l'évolution du fonctionnement des bassins versants. En effet, au Sahel, les eaux de ruissellement s'accumulent rapidement dans des mares (Desconnets *et al.*, 1997), ou s'infiltrent à travers le fond des ravines. Par ailleurs, le milieu sahélien présente une spécificité marquée par : 1) la prédominance des sols sableux. Ces sols sont cependant fragiles et répondent très rapidement aux modifications environnementales ; 2) un relief peu élevé avec de faibles pentes ; et 3) peu d'événements pluvieux produisant du ruissellement et de l'érosion. Ceci ne favorise pas l'existence de ces rivières.

Les récentes variations climatiques à l'échelle du Sahel, marquées notamment par le déficit pluviométrique et la forte pression anthropique, ont par ailleurs accentué d'importantes modifications environnementales dans le milieu. En réponse à ces dégradations, la modification des bilans hydriques (McGuffie *et al.*, 1995 ; Mahé and Olivry, 1999 ; Taylor *et al.*, 2002) a provoqué une remontée de la nappe phréatique (Leduc *et al.*, 2001) engendrant la

formation de lacs et de mares permanentes depuis le début des années soixante (Leblanc *et al.*, 2007 a et b). Ces lacs qui piègent les sédiments, drainés par ruissellement ou déposés par le vent, constituent ainsi des enregistreurs du climat récent.

Cette étude a un double objectif : il s'agit dans un premier temps de comprendre et caractériser les processus et flux sédimentaires (éoliens et hydriques) actuels dans les mares et lacs récents de la région de Niamey. Puis, dans un second objectif, analyser une carotte prélevée dans un des lacs récents de la région de Niamey (<50 ans) afin d'évaluer la dynamique sédimentaire récente et de déterminer ses relations avec les paramètres météorologiques (pluies) et/ou anthropiques (intensification de la mise en culture).

IV. I. 2. Les flux sédimentaires actuels dans les lacs de Bangou Bi et Bangou Kirey

Les mesures de flux sédimentaires actuels ont été effectuées sur les lacs de Bangou Bi (mare rouge) et Bangou Kirey (mare rouge). Ces deux lacs sont apparus au milieu des années 1960 suite à la remontée de la nappe observée dans la région de Niamey. Cependant, bien qu'étant dans le même contexte géologique (figures 4.1), ces deux lacs ont, en effet, des couleurs différentes et des propriétés chimiques, notamment leurs pH, très différentes. En effet, les eaux de Bangou Bi ont varié entre les milieux acides et basiques avec un pH qui a fluctué entre 8 et 6,5 entre avril et octobre 2009. Sur la même période, contrairement à Bangou Bi, **à Bangou Kirey, les eaux sont acides (pH variant entre 5 et 7), très faiblement minéralisées (conductivité $30 \mu\text{S.cm}^{-1}$) et de faciès chloruré sodique** (figure 4.2).



Figure 4.1 : a) vue aérienne de Bangou Bi et Bangou Kirey (image Google de janvier 2011, www.googleearth.com) b) échantillons d'eau de Bangou Bi (à gauche) et Bangou Kirey (à droite) (Photo : Rajot, 2008)

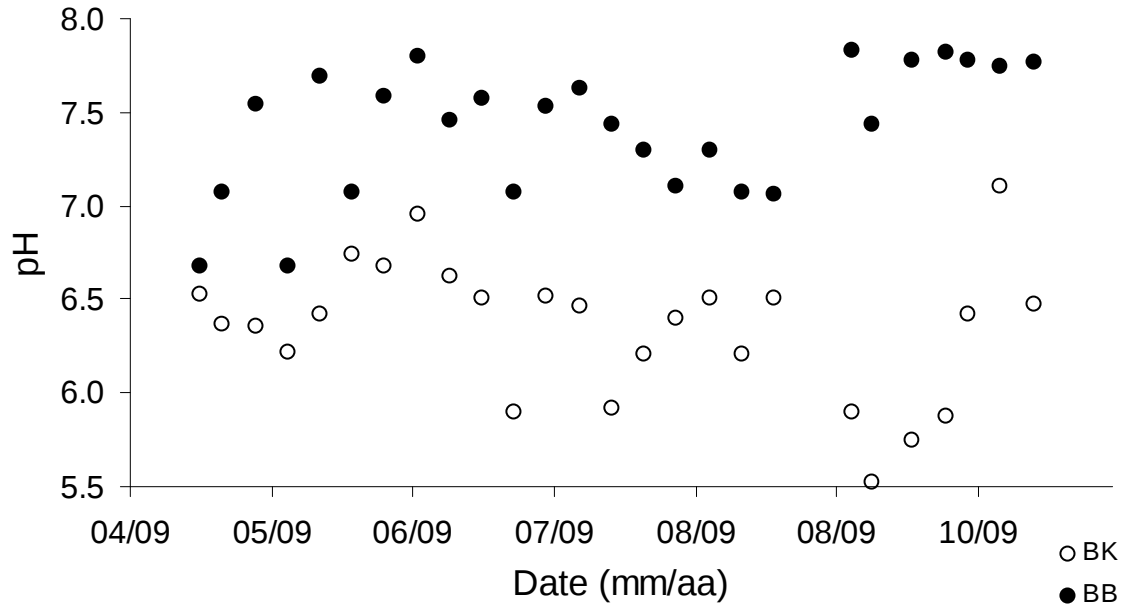


Figure 4.2 : pH de Bangou Bi (BB) et Bangou Kirey (BK)

IV. 2.1. Matériels et méthodes

IV. 2. 1. 1. Limnologie et mesures de la pluie

La hauteur des eaux de Bangou Bi a été mesurée à l'aide de deux échelles complémentaires distantes de 20 m (figure 4.3). Elles sont longues de 1 m chacune et ont été graduées au pas centimétrique. Une lecture de la hauteur des eaux est réalisée chaque matin à 6 heures par un habitant de Saga Gorou riverain de la mare. Parallèlement à cette mesure, les hauteurs de pluie ont été déterminées après chaque événement pluvieux au moyen d'un pluviomètre totalisateur installé à 70 m de Bangou Bi. Par ailleurs, nous avons obtenu des données de pluies mesurées au pluviographe à la station de l'aéroport de Niamey situé à 3 km de Bangou Bi.



Figure 4.3 : Echelle graduée dans le lac Bangou Bi (Photo : Abdourhamane Touré, 2009)

IV. 2. 1. 2. Mesures des dépôts éoliens

Les dépôts éoliens ont été mesurés entre 2007 et 2009 au moyen d'un dispositif de collecte de dépôt de poussières. **Ce dispositif est installé sur Bangou Bi à une distance minimale de 30 m de la berge nord-est qui lui est la plus proche** (figure 4.4). Ce dispositif appelé frisbee, inspiré d'un modèle de Hall et Upton (1988), est décrit en détail par Sow *et al.* (2006). Il est composé 1) d'un frisbee (collecteur) qui est un récipient inoxydable en acier, de forme circulaire (30 cm de diamètre et 3,6 cm de profondeur) et est rempli de billes. Il est pourvu d'un orifice de 1 cm de diamètre qui facilite la collecte des dépôts. En saison des pluies, cet orifice communique avec un réservoir par un tuyau qui permet de collecter le dépôt total en cas d'événement pluvieux ; 2) et d'un déflecteur aérodynamique (en aluminium) en forme d'anneau circulaire (ayant 38,4 et 64 cm de diamètres interne et externe respectivement (figure 4.4). L'ensemble de ce dispositif a été monté sur un support muni d'un flotteur, qui le maintient à 65 cm au-dessus de la surface des eaux. Ce support tourne autour d'un axe fixé au fond du lac et est par ailleurs muni d'une girouette qui oriente toujours le frisbee face au vent. Les poussières déposées et piégées dans ce capteur sont récoltées par lavage des billes et de l'intérieur du frisbee. Un, voire deux, litres d'eau sont nécessaires à cet effet. La suspension contenant les poussières est récupérée dans un seau hermétiquement fermé qui est laissé au

repos. Après 15 heures de décantation, l'eau surnageante est siphonnée puis l'eau et les sédiments restant dans le seau sont transvasés dans un bécher de un litre et de nouveau laissés au repos pendant 6 heures puis siphonnés. Le reliquat est renversé dans un bécher taré de 250 ml qui est siphonné après un repos de 15 heures. Cette dernière suspension est mise à l'étuve pour être séchée à 50 °C pendant 4 jours. Une fois sec, l'ensemble bécher-solution est pesé pour déduire la masse totale des dépôts éoliens qui est ensuite traitée à l'eau oxygénée (une attaque par jour et pendant 3 jours) pour obtenir un dépôt dépourvu de matière organique.



Figure 4.4 Collecteur de dépôt de poussière (Frisbee) sur Bangou Bi, la flèche la direction du vent (Photo : Mamane, 2009)

IV. 2. 1. 3. Détermination de la concentration en matériel en suspension (MES)

Les concentrations en matériel en suspension ont été mesurées depuis novembre 2007 et avril 2008 jusqu'en mars 2010 dans Bangou Bi et Bangou Kirey. Des échantillonnages hebdomadaires d'eaux ont été effectués dans chacun de ces deux lacs. Les eaux, prélevés en surface (à 30 m et 5 m des berges de Bangou Bi et Bangou Kirey respectivement) ont été échantillonnées dans des bouteilles d'une contenance de 1,5 l. Une partie de cette quantité a été traitée par microfiltration après homogénéisation par agitation des échantillons d'eau. C'est un volume d'eau compris entre 200 et 380 ml qui a été prélevé puis microfiltré avec des filtres en nitrate de cellulose de type Whatman filter (diamètre des pores égale 0,45 μm), qui a été préalablement taré avec une balance de précision de 0,001 g.

Le filtre et les sédiments filtrés ont été séchés à l'étuve, à 50 °C, pendant 2 jours. La masse des particules en suspension, obtenue en retranchant la tare du filtre de la masse filtre+sédiment séché à l'étuve, a été divisée par le volume d'eau microfiltré pour déterminer la concentration des eaux en matériel en suspension (MES).

Parallèlement, le pH des échantillons d'eau non utilisés dans la détermination de la concentration en MES a été mesuré.

IV. 2. 1. 4. La granulométrie des MES

Les mesures granulométriques ont été réalisées à l'aide d'un granulomètre laser (Beckman Coulter LS230) à l'université de Franche-Comté. Cet instrument est basé sur le principe de la diffraction et de la diffusion d'un faisceau lumineux incident. La gamme de mesure des particules varie entre 0,04 μm et 2 mm. Ces particules sont transportées par un fluide jusqu'à une cellule de mesure qui est traversée par les faisceaux. Ceux-ci sont diffractés en rencontrant les particules. La quantité de lumière déviée et l'importance de l'angle de déviation permettent de déterminer la taille des particules par assimilation à un modèle sphérique équivalent. Pour les particules de tailles très inférieures au micron pour lesquelles la diffraction laser n'est pas précise, le PIDS (Polarization Intensity Differential Scattering) permet de mesurer leurs diamètres.

Une analyse granulométrique de trente-sept échantillons d'eau prélevés entre avril et décembre 2009 a ainsi été réalisée. Un échantillon de 10 ml d'eau a été prélevé dans des piluliers puis 1 ml d'hexamétaphosphate de sodium a été ajouté à chacun des échantillons pour disperser les sédiments. Cette dernière solution a subi une attaque à l'eau oxygénée (1 ml par attaque) jusqu'au point de non-réaction. Avant de passer au granulomètre, les échantillons ont été remis dans l'agitateur puis une petite quantité a été prélevée pour être analysée.

Les analyses granulométriques ont porté sur la détermination des stocks. Ainsi, la déconvolution des histogrammes de fréquence a été réalisée avec le logiciel PeakFit. Elle a consisté à identifier les gaussiennes élémentaires qui constituent la courbe de fréquences.

IV. 2. 2. Résultats

IV. 2. 2. 1. Le régime hydrologique de Bangou Bi

La hauteur des eaux de Bangou Bi présente une évolution à double tendance avec une augmentation de la tranche d'eau à partir de juin (en 2008) ou juillet (2009) et une baisse après le mois de septembre (figure 4.5). Bangou Bi atteint ainsi sa crue en septembre avec une montée de plus de 150 cm par rapport aux basses eaux de juin-juillet (figure 4.5). Entre les hautes eaux et basses eaux, la baisse de la hauteur d'eau est régulière et continue. La montée des eaux a lieu uniquement en saison des pluies et ne dure guère plus de deux mois avant que la décrue ne commence après la dernière pluie significative de la saison. Cependant, au début de saison, la lecture sur l'échelle ne met en évidence aucune réponse de Bangou Bi aux premières pluies. En effet, les eaux de Bangou Bi ne commencent à monter qu'entre 1 à 2,5 mois après le début des pluies, latence qui correspond au temps de réponse du lac par rapport au début de la saison des pluies. Ce temps a été plus long en 2009 (2,5 mois) qu'en 2008 (1 mois) (figure 4.5).

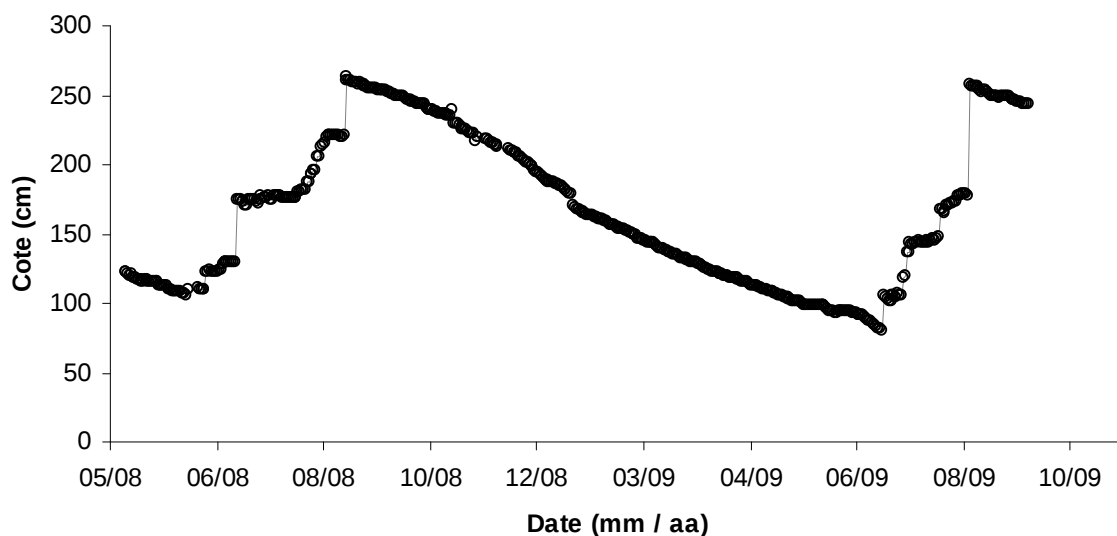


Figure 4.5 : Variation de la cote des eaux de Bangou Bi

IV. 2. 2. 2. Les dépôts éoliens totaux sur Bangou Bi

Les mesures se sont déroulées entre novembre 2007 et novembre 2009 (figure 4.6). Sur l'ensemble de ces deux périodes 31,05 g de poussières ont été déposées dans le frisbee sur une période de près de 740 jours (environ 2 ans) soit des dépôts moyens de $0,61 \text{ g.m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ et

cumulé de 248 g.m^{-2} . Dans ces dépôts éoliens, la teneur en matière organique a été en moyenne de 9 % (+_6%).

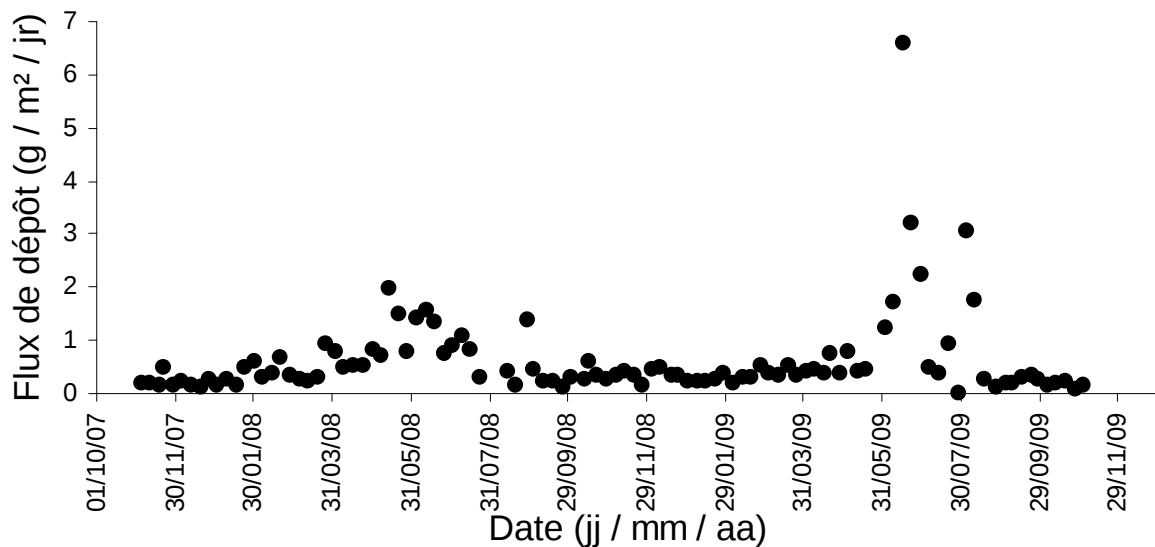


Figure 4.6 : Evolution du flux de dépôts éoliens sur Bangou Bi de novembre 2007 à novembre 2009

IV. 2. 2. 2. 1. Les dépôts éoliens pendant l'harmattan (novembre à avril)

Les flux de dépôts de poussière ont été équivalents durant les périodes d'harmattan des campagnes de mesures de 2007-2008 et 2008-2009. Ils ont respectivement été de $0,355$ et $0,359 \text{ g.m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ correspondant à des masses totales de $4,42$ et $4,69 \text{ g}$ déposées sur le frisbee et à des dépôts cumulés de $62,5$ et $66,3 \text{ g.m}^{-2}$.

IV. 2. 2. 2. 2. Les dépôts éoliens pendant la mousson (mai et octobre)

Durant la période de la mousson, les dépôts ont été plus significatifs en 2008-2009 qu'en 2007-2008. Ils ont atteint respectivement $0,98 \text{ g.m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ et $0,77 \text{ g.m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ en moyenne correspondant à des masses déposées sur le frisbee de $12,69 \text{ g}$ et $9,10 \text{ g}$ et à des dépôts cumulés de $181,6$ et $128,7 \text{ g.m}^{-2}$. Sur l'ensemble de la période de mesure (novembre 2007 à novembre 2009), les dépôts de mousson ont représenté plus de 70 % de la masse des apports éoliens sur le lac de Bangou Bi.

Sur les deux ans de mesure, quatre périodes principales de dépôt de poussière apparaissent (Tableau 4.1 et figure 4.6) :

- 1^{ère} partie de la saison sèche (novembre à mi-janvier) où le flux de poussière est faible,
 - 2^{ème} partie de la saison sèche (mi-janvier à avril),
 - la 1^{ère} partie de la saison des pluies (mai à juillet) où le flux, plus important en cette période du début de saison de pluie, a atteint 1,1 et 1,6 $\text{g.m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$ respectivement en 2007-2008 et 2008-2009
 - et 2^{ème} partie de la saison des pluies (août à octobre) où le flux est moyen,
- Les dépôts totaux se sont élevés à 31,05 g sur le frisbee, soit plus de 26 tonnes de dépôt sur l'ensemble de la surface du lac.

Tableau 4.1 : Flux moyen de dépôt de poussière pour les différentes périodes du cycle saisonnier

Saisons	Période	Flux de poussière ($\text{g.m}^{-2} \text{ jour}^{-1}$)	
		2008	2009
sèche	Novembre à mi-janvier	0,20	0,33
	Mi-janvier à avril	0,48	0,38
pluvieuse	Mai à juillet	1,08	1,53
	Août à octobre	0,40	0,52

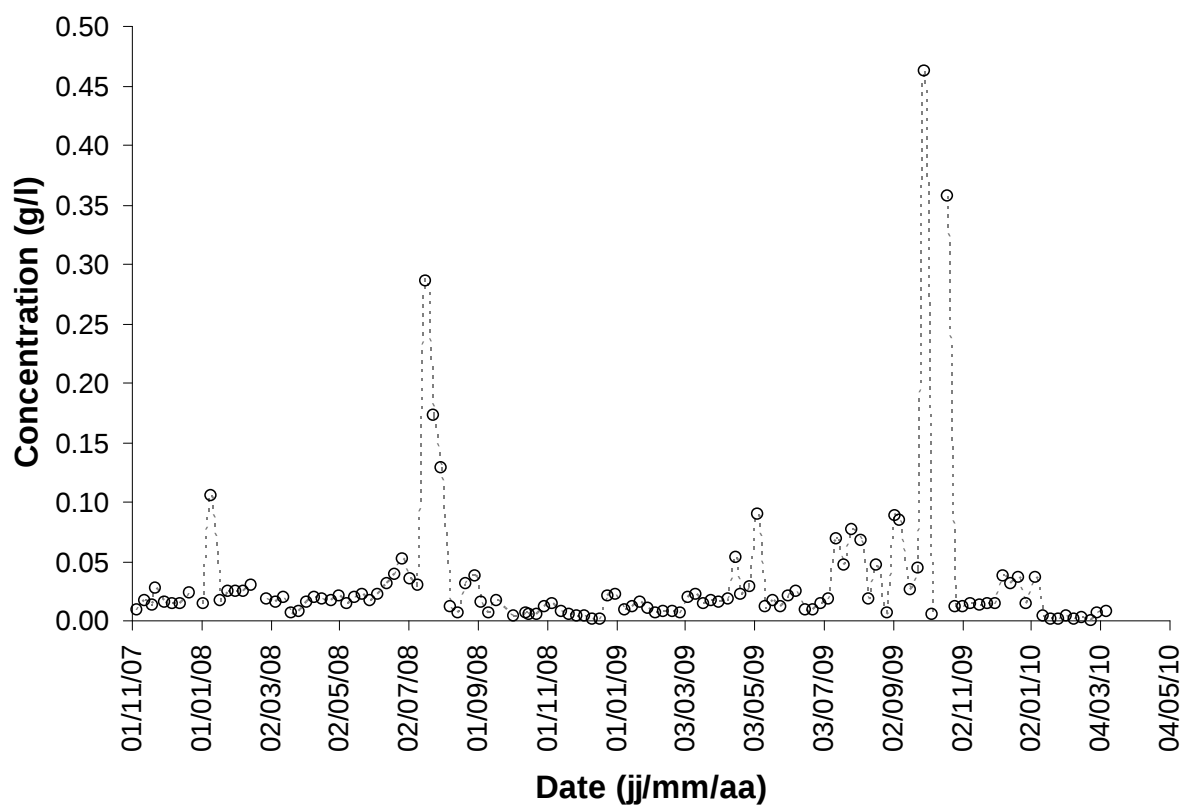
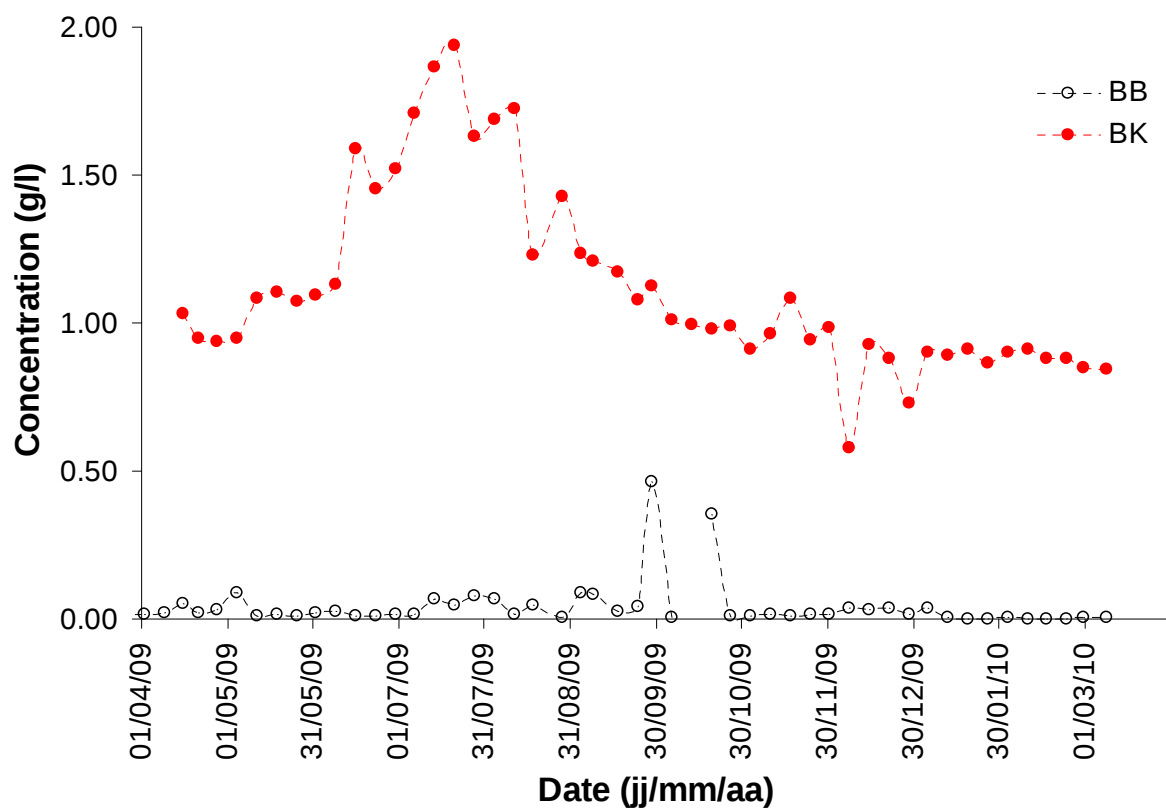
IV. 2. 2. 3. La concentration en MES

La figure 4.7a montre l'évolution hebdomadaire des concentrations en MES dans Bangou Bi et Bangou Kirey. Dans Bangou Bi, ces concentrations ont varié selon les saisons. En effet, c'est durant la saison sèche qu'elles sont plus faibles ; particulièrement au début de la saison (mi-novembre à décembre) où la teneur en MES des eaux était comprise entre 0,01 et 0,001 g/l. Durant la seconde partie de la saison sèche (janvier-avril), la concentration des eaux en MES a très légèrement augmenté et a fluctué entre 0,01 et 0,03 g/l, tandis que pendant la saison des pluies (mai à octobre), la concentration en MES des eaux de Bangou Bi a présenté de grandes variations avec des pics dépassant 0,1 g/l (le maximum a atteint près de 0,5 g/l). La figure 4.8 montre par ailleurs qu'il n'existe aucune relation particulière entre les dépôts éoliens dans Bangou Bi et la teneur en matière en suspension, ni en saison des pluies, ni en saison sèche.

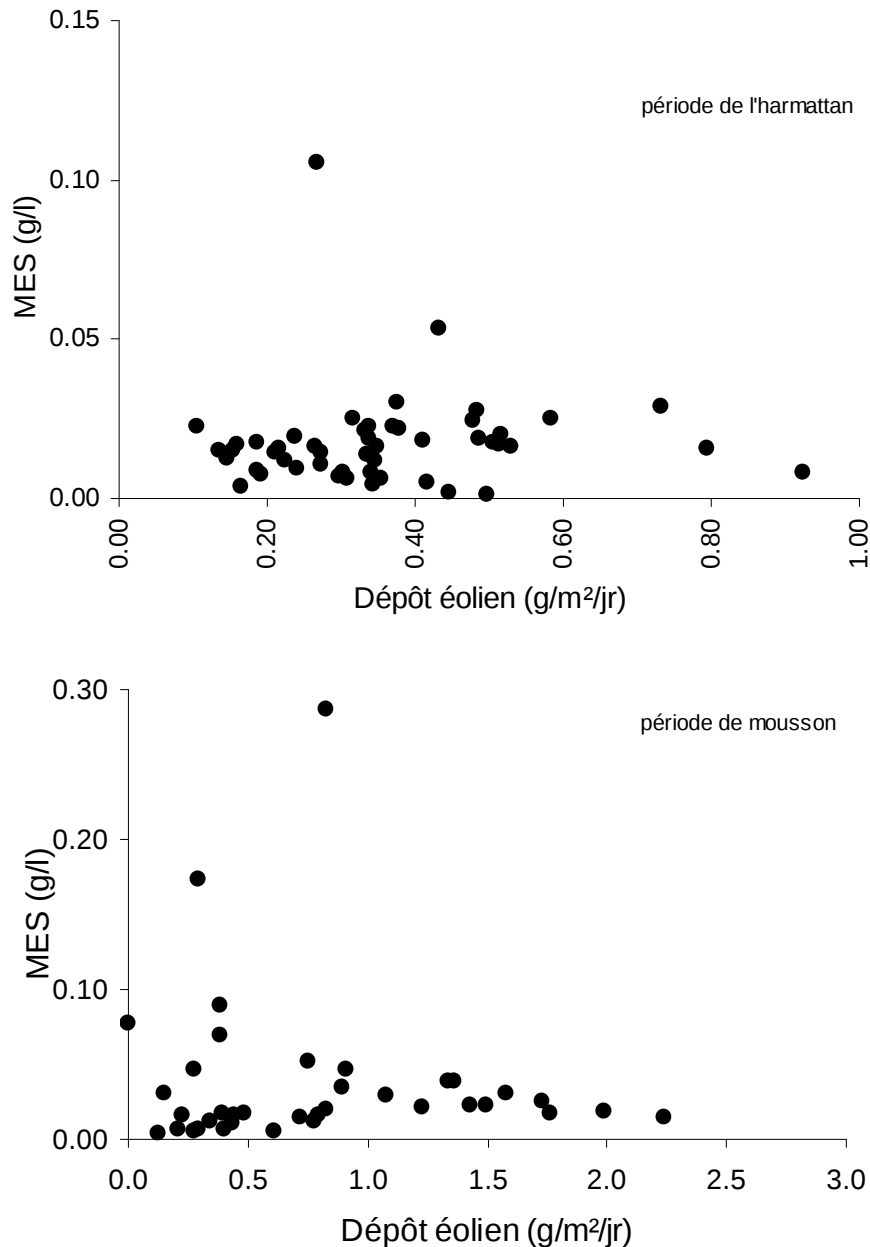
Dans Bangou Kirey, la concentration en MES a présenté une tout autre évolution. Sur une année complète de mesure, cette évolution a présenté trois phases : une phase d'augmentation

de la concentration en MES au début de la saison des pluies entre mai et mi-juillet où la plus forte concentration est atteinte (soit près de 2 g/l) ; une baisse de cette concentration à partir de fin juillet jusqu'en septembre, puis la concentration devient quasi-stable à partir d'octobre où elle est la plus faible (environ 1 g/l). Ainsi donc la concentration en MES de Bangou Kirey qui a fluctué entre 1 et 2 g/l est restée, durant toutes les saisons, très largement au-dessus de celle de Bangou Bi qui a varié entre 0,001 et 0,5 g/l (figure 4.7b). Cette différence de concentration explique la différence de couleur entre les deux mares. Bangou Bi qui est très peu chargée en sédiment est translucide et apparaît donc noire alors que les particules en suspension dans Bangou Kirey lui donnent une couleur rouge laiteuse très marquée.

Les trop faibles concentrations en MES de Bangou Bi n'ont pas permis de réaliser une analyse granulométrique. La granulométrie des MES de Bangou Kirey est essentiellement argileuse (annexe 6). Le pourcentage des particules argileuses a varié entre 90 et 100 %. Elles ont constitué ainsi la totalité des MES des échantillons prélevés entre mi-juillet et octobre. Pour le reste de l'année, les MES comprennent un faible pourcentage de silt dont le taux varie globalement de 0 à 10% (moyenne = 9 %, +/- 13 %) avec un mode à 16 μm en moyenne (+/- 7 μm).



Figures 4.7 : a) Evolution comparative de la concentration en MES dans Bangou Kirey et Bangou Bi (avril 2009 à mars 2010) ; b) concentration en MES dans Bangou Kirey. (novembre 2007 à avril 2010)



Figures 4.8 : Dépôt de poussière et concentration en MES dans Bangou Bi

IV. 2. 3. Discussions

Les mesures limnimétriques, effectuées sur près de 18 mois, ont montré que Bangou Bi connaît une phase de montée des eaux, de juin-juillet à septembre, et une phase de baisse des eaux durant le reste de l'année. La montée des eaux marque un retard par rapport aux pluies (figure 4.9). Ce retard qui a été de l'ordre de 2 mois est exactement du même type que celui observé pour la réponse de la nappe phréatique à l'Est de la zone d'étude où elle n'affleure pas (Favreau, 2000). Par exemple, le temps de réponse de la nappe par rapport au début de la saison des pluies, calculé sur 10 ans dans le piezomètre le plus proche de la mare de

Banizoumbou a varié entre 2 à 4 mois (Martin-Rosales et Leduc, 2003). Ainsi le lac de Bangou Bi apparaît comme essentiellement alimenté par la nappe phréatique. Ceci est bien confirmé par l'étude de son bassin versant (figure 3.11, chapitre III) qui est très restreint par rapport à Bangou Kirey et ne présente pas de ravine majeure drainant des flux hydriques et sédimentaires depuis les plateaux. Comme pour la nappe phréatique, les premières pluies de la saison (mai à mi-juillet) ont peu d'influence directe sur la hauteur de l'eau de Bangou Bi, mais alimentent sans doute par ruissellement des points clefs de la recharge de la nappe situés à proximité de Bangou Bi selon le processus décrit par Desconnets *et al.* (1997), Leduc *et al.* (1997) et Favreau (2000). Ces points de recharge de la nappe pourraient être les deux mares non permanentes situées en amont et en aval de Bangou Bi.

A noter que la montée totale des eaux a été plus importante en 2009 où elle a atteint 176 cm, qu'en 2008 où elle était de 154 cm, et ceci à l'image du cumul de pluie qui a été légèrement plus important en 2009 (490 mm) qu'en 2008 (423 mm). Dans leurs travaux, Martin-Rosales et Leduc (2003) avaient, cependant, montré que la montée annuelle de la nappe est indépendante de la pluie. La faible durée de notre série temporelle ne permet cependant pas de contredire ce résultat. **Néanmoins, les variations intraannuelles de la cote des eaux de Bangou Bi ont été comparables avec celles du niveau de la nappe phréatique mesurées à différents endroits de la région de Niamey. A Banizoumbou, de 1995 à 2000, le niveau de la nappe a varié entre 0,5 et 2 m (Martin-Rosales et Leduc, 2003), tandis qu'à Ko Gorou le niveau de la nappe a varié entre 1 et 3 m de 1992 à 2000 (Leduc *et al.*, 2001).**

Aucune mesure limnométrique n'a été effectuée sur le lac de Bangou Kirey. A la différence de Bangou Bi, ce lac est souvent alimenté par des écoulements venant de l'amont du réseau fossile et il présente un exutoire au sud où les écoulements sont très fréquents au cours de la saison des pluies. De plus, il faut noter que son bassin versant est totalement différent de celui de Bangou Bi puisqu'il est alimenté par de très gros koris drainant un vaste bassin versant de près 60 km² (contre 5 km² pour Bangou Bi) (figure 4.11). On peut donc s'attendre à ce que le fonctionnement de ce lac diffère sensiblement de celui de Bangou Bi puisqu'il reçoit des écoulements de surface conséquents. En particulier, en début de saison des pluies, il doit se comporter comme une mare temporaire de la région dont le niveau d'eau augmente dès les premières pluies ruisselantes (Desconnet *et al.*, 1997).

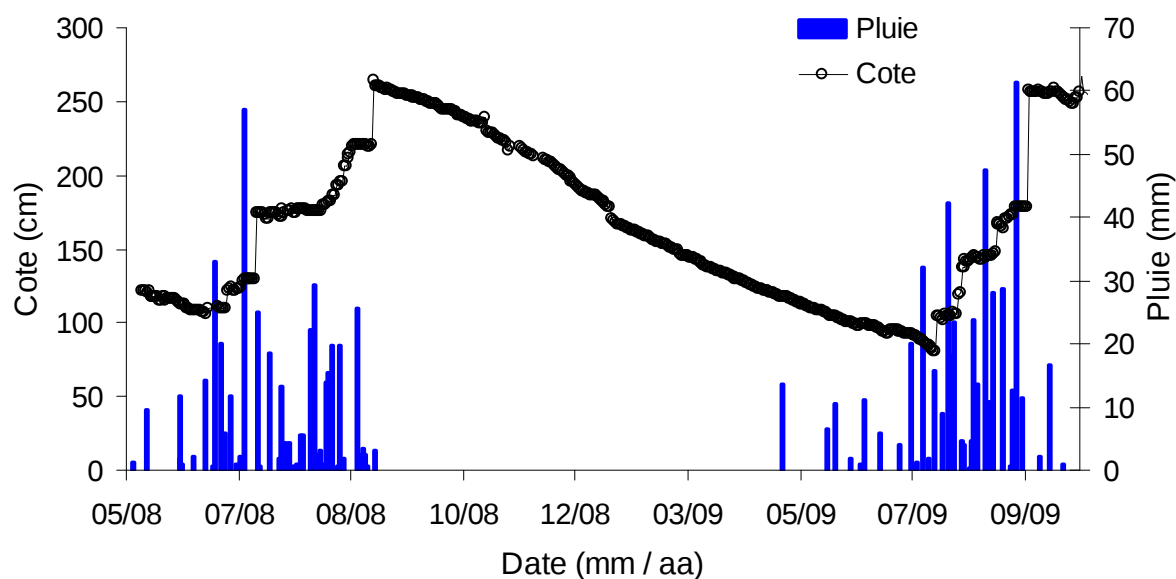


Figure 4.9 : Suivis de la cote des eaux de Bangou Bi et de la pluviométrie

Il importe maintenant de resituer les flux éoliens dans ce contexte de dynamique hydrique. Tout d'abord, le fait que le capteur de dépôt soit installé sur la surface d'eau du lac implique qu'il n'y a pas d'apport de sédiments lié à l'environnement direct du capteur Rajot (2001). On peut donc faire l'hypothèse que le flux de dépôt est représentatif de la zone d'étude et peut en particulier être appliqué aussi à la surface de la mare de Bangou Kirey. Les dépôts présentent une dynamique saisonnière bien marquée caractérisant les saisons de la zone (figure 4.6, tableau 4.1). En effet, durant la saison sèche (novembre à avril), les dépôts ont été quasi stables sur les deux campagnes de mesures 2007-2008 et 2008-2009. Ils ont respectivement été de $0,355$ et $0,359 \text{ g.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ correspondant à des dépôts cumulés de $62,5$ et $66,3 \text{ g.m}^{-2}$. C'est pendant la période de la mousson (entre mai et octobre) que les dépôts sont les plus élevés avec des flux moyens près de 3 fois supérieurs à ceux de la saison sèche. En effet, ces dépôts qui ont été plus importants en 2009 comparativement à 2008, ont atteint respectivement $0,98 \text{ g.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ et $0,77 \text{ g.m}^{-2}.\text{jour}^{-1}$ en moyenne, soit des dépôts cumulés de $181,6$ et de $128,7 \text{ g.m}^{-2}$. Sur l'ensemble de la période étudiée, les dépôts pendant la mousson ont ainsi représenté plus de 70 % de la masse des apports éoliens de la zone.

Une telle périodicité des dépôts est classiquement enregistrée au Sahel (Rajot, 2001). Les ordres de grandeur mesurés ici sont tout à fait comparables à ceux obtenus par Drees et al (1993), mais atteignent le double de ceux mesurés par Herrmann (1996) et Rajot (2001).

On constate par ailleurs que les différentes périodes de dépôt de poussière sur Bangou Bi coïncident avec les périodes d'érosion observées sur les surfaces cultivées et nues de

Banizoumbou, à environ 50 km de Bangou Bi (figure 4.10), dont nous avons vu qu'elles étaient bien représentatives de la dynamique observée à plus large échelle au Sahel. Ces périodes sont en effet déterminées par la météorologie et particulièrement par les vitesses de vent. Ainsi, durant la première partie de la saison sèche (octobre à décembre) où les vitesses maximales journalières ont été généralement en-dessous du seuil d'érosion mesuré sur les surfaces cultivées, les émissions locales de poussière ont été négligeables. Les flux de dépôts, très faibles, proviennent alors essentiellement de sources lointaines sahariennes (Rajot *et al.* 2008). Durant la seconde partie de la saison sèche, suite à une augmentation sensible des vitesses de vent (figure 4.10), l'érosion locale peut se produire sur les surfaces nues et non encroûtées qui sont marginales dans le paysage. Les contributions lointaines restent cependant majoritaires dans les flux de dépôts dont la légère augmentation s'expliquerait plus par une augmentation des concentrations moyennes de poussières transportées dans l'atmosphère (Marticorena *et al.*, 2010). C'est au début de la saison des pluies (mai à mi-juillet) que le maximum de dépôt a été enregistré sur Bangou Bi. On peut relier ce maximum au passage des lignes de grains. Celles-ci sont en effet caractérisées par de très fortes vitesses de vent qui produisent l'essentiel de l'érosion des surfaces cultivées (figure 4.10) et donc des émissions locales de poussière. En deuxième partie de saison des pluies, la baisse des dépôts est consécutive à la diminution de l'érosion de la surface des champs (figure 2.19). Il ressort ainsi qu'au moins 70 % des dépôts éoliens sur Bangou Bi sont d'origine locale et proviennent de l'érosion des surfaces cultivées et nues pendant la saison des pluies (mai à septembre) et plus ponctuellement de l'érosion des surfaces nues et non encroûtées au cours de la deuxième partie de saison sèche (janvier à avril) (figures 4.10, et 2.19). L'essentiel de ces dépôts, plus de 50 %, a été déposé en début de saison des pluies (figure 4.6, tableau 4.1).

Ainsi, sur l'ensemble de la période de mesure des dépôts éoliens (environ 2 ans), au moins 26 tonnes de poussières auraient pu s'accumuler dans le lac de Bangou Bi. En faisant l'hypothèse d'une densité de sédiment de $1,65 \text{ g.cm}^{-3}$, il est possible de recalculer à partir des masses de sédiments collectées des épaisseurs de sédiments éoliens déposés. On obtient ainsi pour les saisons sèches 2007-2008 et 2008-2009 respectivement 38,3 et 40,7 μm d'épaisseur et pour les saisons des pluies 2008 et 2009 respectivement 80,7 et 117,3 μm d'épaisseur.

Ceci représenterait une épaisseur de sédiment d'environ 280 μm pour l'ensemble de la période de mesure et 123 $\mu\text{m/an}$ et 158 $\mu\text{m/an}$ pour les cycles annuels complet 2007/2008 et 2008/2009. Cependant, la quantité de sédiment réellement déposée dans les lacs est sans doute supérieure à celle déposée dans le frisbee car l'efficacité de collecte des frisbee n'est pas égale à 100%. Sow *et al.* (2006) ont en effet montré que l'efficacité de collecte du frisbee est ainsi

particulièrement faible aux fortes vitesses de vent lorsque les particules sont susceptibles d'être remises en suspension malgré la présence des billes. La calibration de ce collecteur (Sow *et al.*, 2006) a montré qu'il a une efficacité inférieure à 20 % pour des vitesses de vent supérieures à 3 m.s^{-1} , ce qui est assez souvent le cas dans la région de Niamey. Ceci impliquerait que la quantité de poussière déposée sur Bangou Bi pourrait réellement atteindre 5 fois la quantité récoltée. La puissance cumulée des apports éoliens sur deux ans dans les lacs serait alors de près de 1,4 mm, soit en moyenne $200 \mu\text{m}$ pour l'ensemble de la saison sèche et $500 \mu\text{m}$ pour l'ensemble de la saison des pluies.

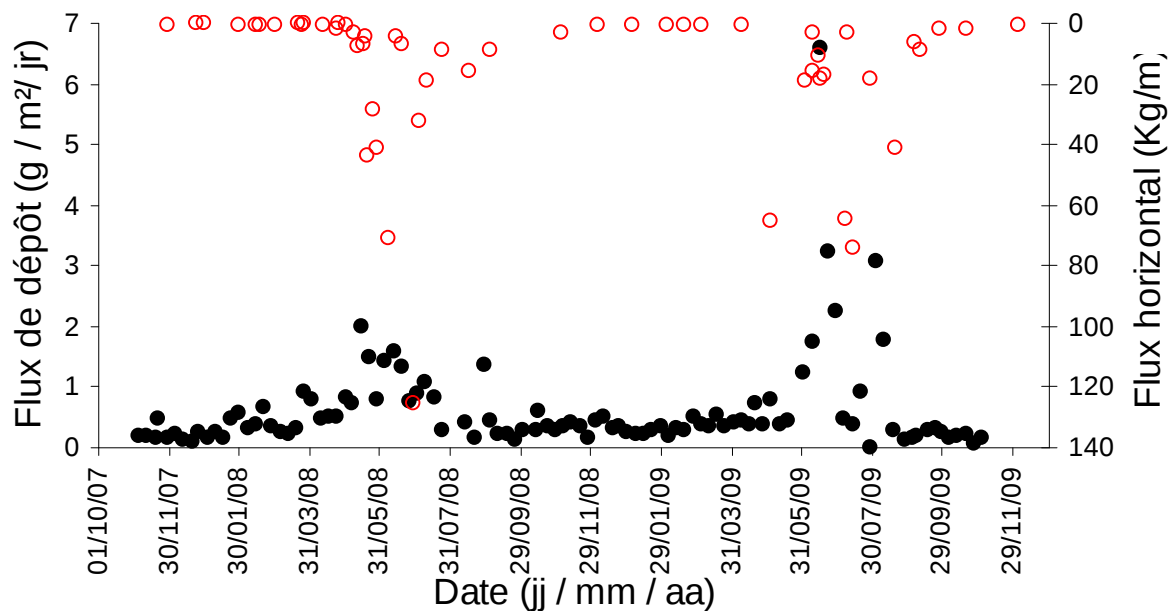


Figure 4.10 : Flux de dépôts éoliens sur Bangou Bi (rond plein) et flux horizontaux d'érosion éolienne mesurés à Banizoumbou (rond vide et échelle inverse).

La concentration en MES des eaux de Bangou Bi a été très variable au cours de la saison des pluies. En effet, c'est durant cette période qu'elle a régulièrement atteint des pics relativement importants suivis par une baisse des concentrations en MES. Mais nous avons vu que ces pics de concentration n'étaient pas liés aux flux de dépôts de sédiments éoliens. Ces pics sont en fait essentiellement associés aux fortes pluies qui ont permis le déclenchement du ruissellement et de l'érosion hydrique sur le bassin versant du lac de Bangou Bi et donc l'apport au lac d'eau chargée en sédiments, même si nous avons vu que ces quantités ruisselées sont relativement faibles par rapport aux apports de la nappe phréatique. En effet, les charges solides des eaux de ruissellement sont toujours très élevées au Sahel tant pour la

charge de fond (comme le montrent les cônes de déjection observés à l'arrivée des ravines dans les lacs (figure 4.11) que pour la charge en suspension (Karambiri *et al.*, 2003 ; Martin-Rosales et Leduc, 2003)

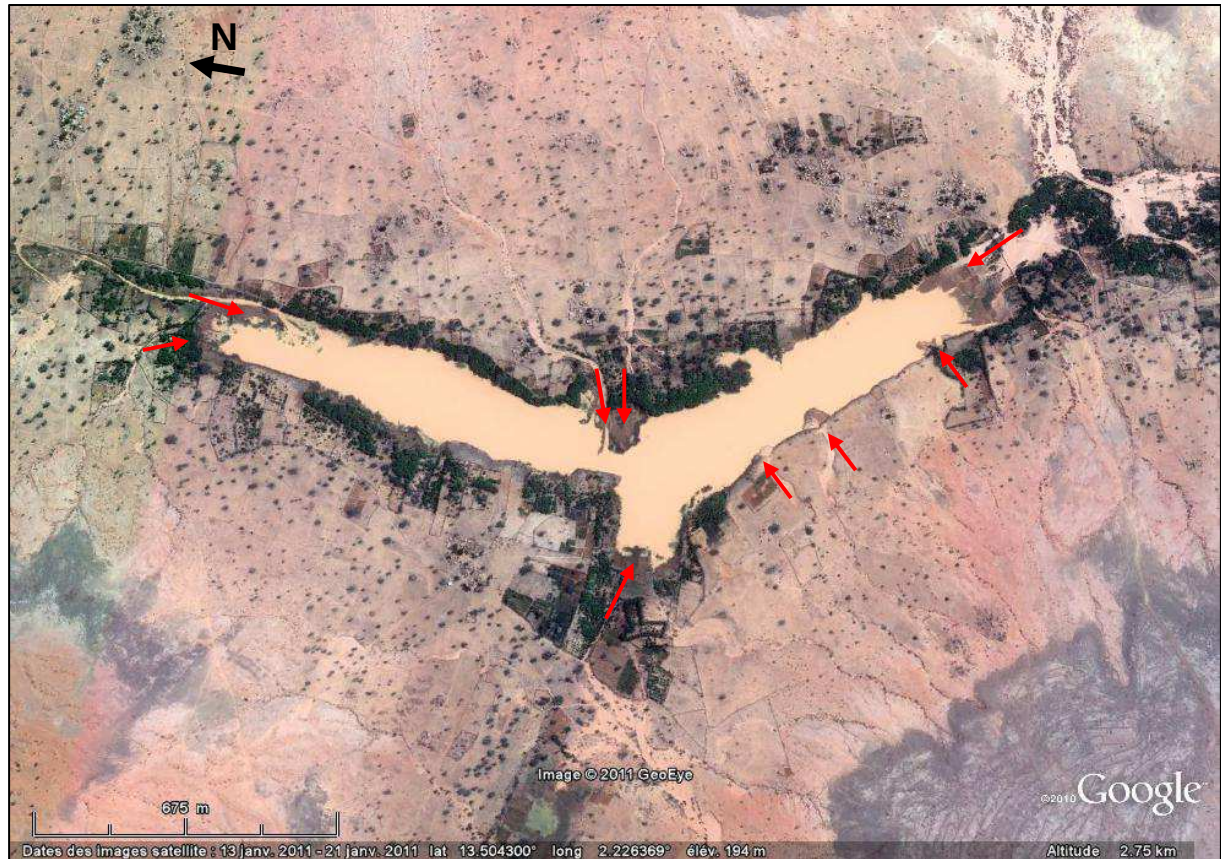


Figure 4.11 : Débouchés des principales ravines dans Bangou Kirey avec leurs cônes de déjection édifîés en aval (Image Google de janvier 2011, www.googleearth.com)

Bangou Bi devient moins chargé en sédiments quelques mois après la saison des pluies et particulièrement entre novembre et décembre (figure 4.7b). Ceci suggérerait que l'essentiel des sédiments apportés par le ruissellement sédimentent au plus 2 mois après la saison des pluies. A noter qu'au cours de la saison sèche, il existe parfois des petites augmentations de concentration qui ne sont pas corrélées au flux de dépôts éoliens mais qui pourraient s'expliquer par l'augmentation des vitesses de vents observée à partir de janvier-février dans la région de Niamey (figures 2.10). Cette augmentation de la vitesse des vents créerait des courants qui remuent les eaux du lac, ce qui, du coup, accroîtrait les éléments en suspension par érosion des berges. Un tel processus peut également se produire pendant la saison des pluies où les vents maximums sont encore plus violents ce qui pourrait expliquer une partie des pics de moindre intensité observés.

Le lac de Bangou Bi, essentiellement alimenté par la nappe phréatique donc relativement peu chargé en sédiment lié à l'érosion hydrique, apparaissait comme le plus favorable pour détecter une influence des dépôts éoliens dans sa charge en MES. Pourtant il n'a pas été possible de mettre en évidence une telle influence.

Dans Bangou Kirey, l'évolution de la concentration en MES est très différente de celle de Bangou Bi. Elle augmente assez régulièrement en début de saison des pluies de mai à mi-juillet où elle atteint sa valeur maximale. L'augmentation régulière de la teneur en MES durant cette période s'explique assurément par les apports de sédiments dus à l'érosion hydrique des premières pluies de la saison (figure 4.12). Nous avons en effet montré plus haut que le réseau de drainage du bassin versant de Bangou Kirey est bien plus important que celui de Bangou Bi. Les apports en eau et en sédiments érodés sont par conséquent beaucoup plus importants pour cette mare et se produisent dès les premières pluies ruisselantes. Cependant, la décroissance de la concentration en MES à partir de mi-juillet est intervenue à un moment où les quantités de pluies par événement sont plus élevées et où les fréquences d'événement sont plus fortes, ce qui semble contradictoire avec les conclusions précédentes. En fait, il apparaît que cette décroissance des concentrations correspond en fait au moment où commence la crue de la nappe comme nous l'avons montré par le suivi de la cote des eaux de Bangou Bi, qui est très proche de Bangou Kirey (figure 4.13). Cette diminution de la concentration en MES peut donc s'expliquer par un phénomène de dilution des eaux de Bangou Kirey due aux apports en eau non chargée (comme celle de Bangou Bi) par la nappe phréatique. Il est d'ailleurs remarquable que la baisse de la concentration se fasse par changements assez brusques qui correspondent sensiblement au pallier de remontée de la nappe. Une éventuelle érodibilité plus faible du bassin versant en deuxième partie de saison des pluies due au développement de la végétation ne paraît donc pas être une explication majeure pour justifier la baisse de la concentration en MES. Durant la saison sèche on observe une très lente diminution de la concentration en particules qui passe légèrement en dessous d'une concentration de 1g/l. Cette diminution de la concentration pourrait s'expliquer par une décantation très lente des particules fines dans une situation où les apports en eau non chargée par la nappe diminuent.

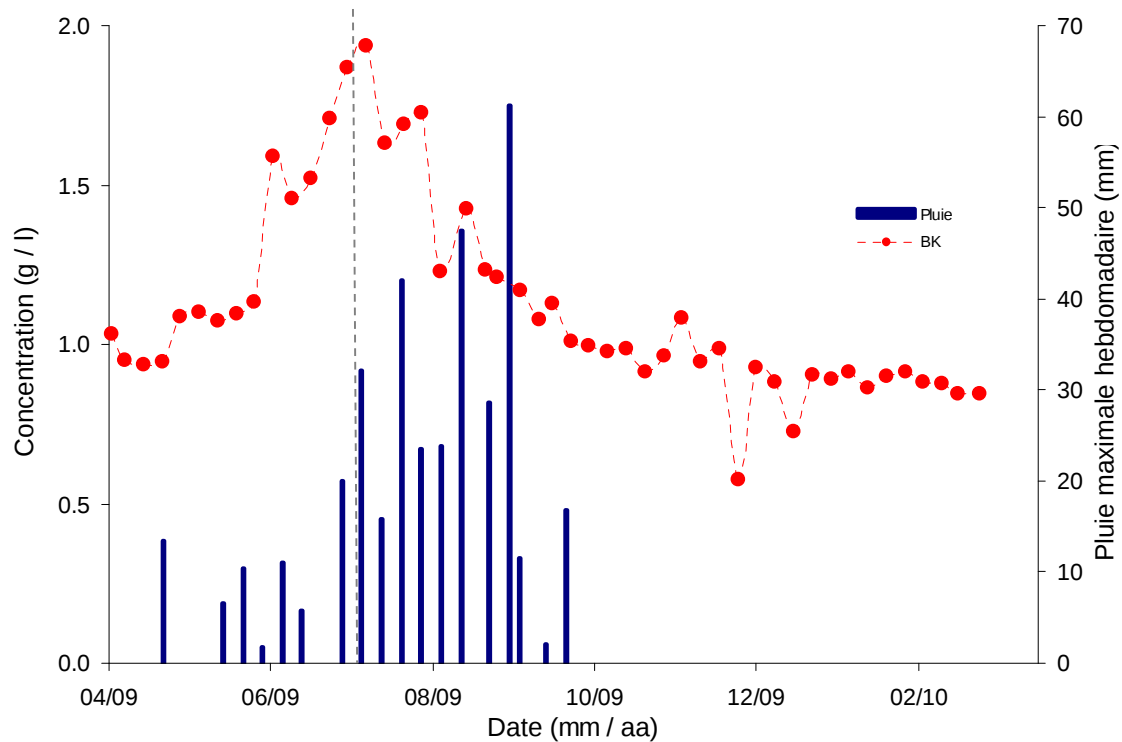


Figure 4.12 : Suivi de la pluviométrie et de la concentration en MES dans Bangou Kirey entre avril 2009 et mars 2010

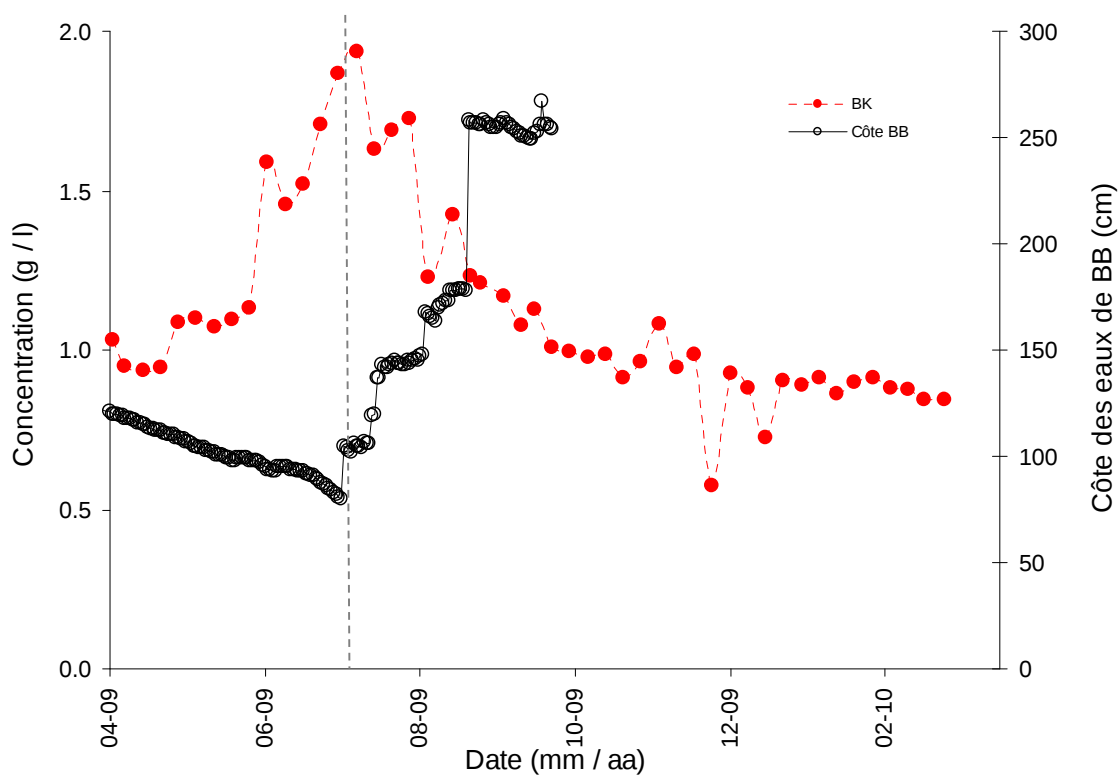


Figure 4.13 : Variations de la concentration en MES dans Bangou Kirey et de la cote des eaux de Bangou Bi

Une étude comparative des concentrations en MES montre que Bangou Kirey est plus chargée en sédiments que Bangou Bi. Cette différence de concentration est relativement plus importante en saison sèche où Bangou Kirey contient 30 voire 100 fois plus de MES que Bangou Bi. Cette différence est moins importante en saison des pluies où le facteur n'est plus que de l'ordre de 7. La forte concentration en MES des eaux de Bangou Kirey est due au fait qu'il reçoit beaucoup plus d'apport par ruissellement. En effet, Bangou Kirey a un bassin versant plus étendue que Bangou Bi et compte plus d'embouchures par lesquelles de grands koris déversent les particules érodées plus en amont (figure 4.11 ; annexe 7). Ces différences de concentration en MES entre ces deux lacs se sont traduites par des différences dans leurs propriétés chimiques particulièrement dans leurs pH et leur couleurs. Les pH des eaux des 2 lacs ont en effet des valeurs très différentes : le pH de Bangou Bi a oscillé entre 6,5 et 8, mais généralement au-dessus de 7 ($7,41 \pm 0,35$ en moyenne) donc plutôt dans une ambiance basique (figure 4.2), tandis que celui de Bangou Kirey est resté entre 5,8 et 7 ($6,35 \pm 0,37$ en moyenne), variant uniquement dans une ambiance acide.

IV. 3. Caractérisation des dépôts sédimentaires récents dans les lacs de Bangou Bi et Bangou Kirey

IV. 3. 1. Campagne de carottage

IV. 3. 1. 1. Matériels

La campagne de carottages a été réalisée entre le 30 juin et le 10 juillet 2008 dans le périmètre du complexe limnique de Saga Gorou. Elle a débuté par une visite d'étude sur le terrain en vue de mieux connaître le contexte géomorphologique et environnemental et sélectionner des endroits à carotter. Ainsi deux lacs permanents (Bangou Bi et Bangou Kirey) et une mare temporaire (Tondi Gamey) de ce complexe ont été sondées puis carottées (figure 4.14). A cet effet, un matériel approprié a été utilisé pour mener à bien la mission de carottage. Ce matériel est constitué de :

- un échosondeur ;
- une sonde d'avalanche de 240 cm qui permet de localiser des passées sableuses et d'évaluer l'épaisseur des sédiments avant de les carotter ;
- un zodiac ;

- un carottier de type UWITEC (figure 4.15) adapté au carottage en milieu lacustre : le sédiment a été prélevé dans des tubes PVC (larges de 63 mm et d'une longueur totale de 25 m). Ce carottier permet à priori de récupérer l'interface eau - sédiment de ces lacs ;

- un carottier de type Russe (figure 4.16), à ce niveau, le sédiment a été prélevé dans des demi-cylindres longs de 50 cm et de 45 mm de section. L'utilisation de ce type de carottier permet d'observer le remplissage sédimentaire et d'évaluer la qualité de l'échantillonnage.

Ainsi, sept carottes ont été prélevées dans les trois réservoirs d'eau dont 4 dans Bangou Kirey (BK), 2 dans Bangou Bi (BB) et 1 dans Tondi Gamey (TG). Le nom de chaque carotte comporte les initiales du lac ou de la mare où elle a été prélevée, l'année (08) et le rang de la séquence.

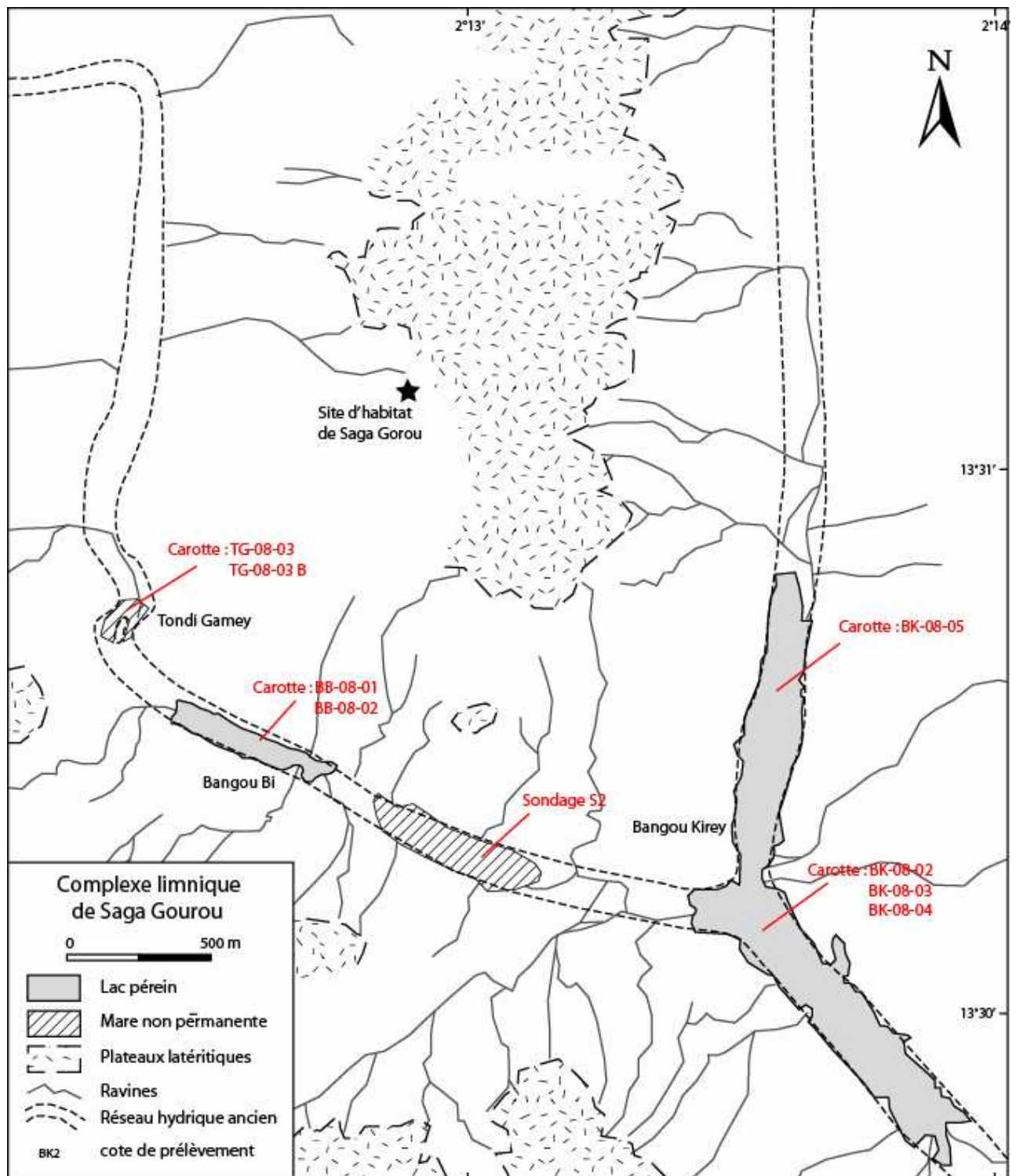


Figure 4.14 : Complexe limnique de Saga Gorou, points de carottage



Figure 4.15 : Carottage dans le lac de Bangou Kirey avec le carottier UWITEC (Photo : Rajot, 2008)



Figure 4.16 : Carottage dans Tondi Gamey avec le carottier russe (Photo : Bichet, 2008)

IV. 3. 1. 2. Stratégie du carottage dans Bangou Kirey

IV. 3. 1. 2. 1. La bathymétrie

Elle a été réalisée au moyen d'un échosondeur et d'un zodiac motorisé. Pour une profondeur de lac inférieure à 10 m, l'erreur sur la mesure de l'échosondeur tourne autour du millimètre. Plus de 200 points ont été mesurés sur l'ensemble du lac de Bangou Kirey. Ces mesures bathymétriques ont été un préalable afin de localiser le point de prélèvement des carottes dans la partie la plus profonde du lac. Elles ont révélé que le lac de Bangou Kirey est divisé en deux sous-bassins, séparés par un cône alluvial édifié en aval de la ravine principale (figure 4.17). Les profondeurs maximales dans les sous-bassins nord et sud ont été respectivement de plus de 4,5 et 5 m (figure 4.17). Le profil bathymétrique des deux sous-bassins aux latitudes de 13.502° et 13.508°, montre qu'ils ont des pentes abruptes sur leurs flancs est avec un resserrement des courbes bathymétriques (figure 4.18). La pente atteindrait sur ce flanc en moyenne 5.5 % contre 3.4 % en moyenne sur le côté ouest (figure 4.18). Une comparaison des mesures bathymétriques diachroniques permettrait de suivre l'évolution de la forme du fond de Bangou Kirey, donc de la sédimentation sur son fond, et de l'étendue des eaux du lacs. Cependant, ces mesures bathymétriques sont les premières et seules effectuées sur ce lac.

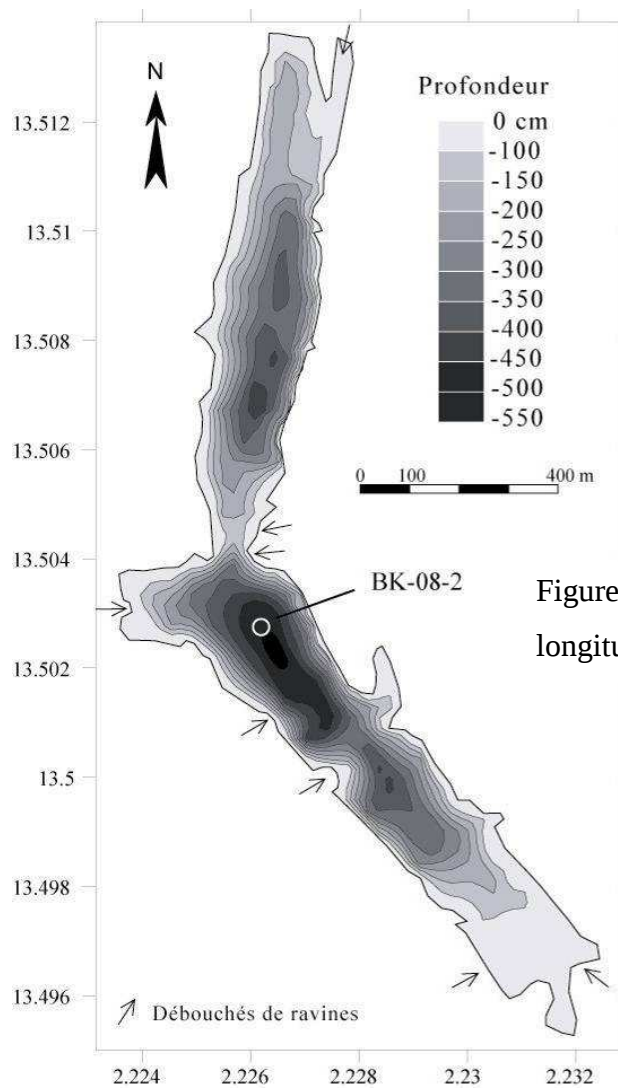


Figure 4.17 : Bathymétrie de Bangou Kirey (abscisse = longitude, ordonnée = latitude en degrés décimaux)

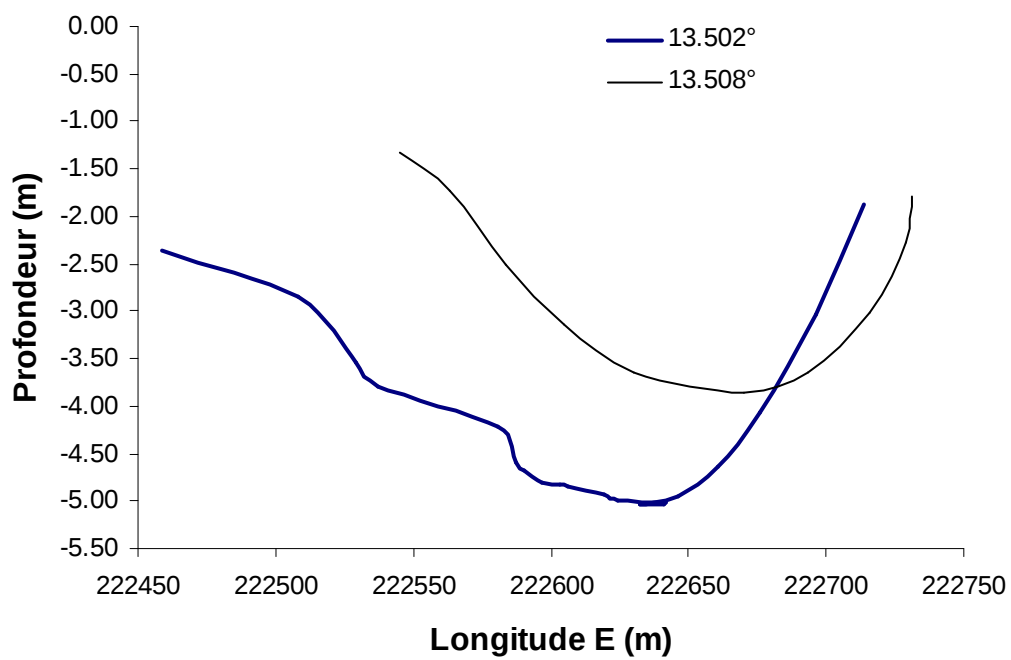


Figure 4.18 : profil bathymétrique de Bangou Kirey

IV. 3. 1. 2. 2. Le Carottage

Dans le lac de Bangou Kirey, 4 carottes ont été prélevées dont une (BK-08-05) dans le sous-bassin nord et trois (BK-08-02, BK-08-03, BK-08-04) dans le sous-bassin sud (figures 4.14, 4.17). Ces séquences sédimentaires ont été carottées dans des zones profondes de ces sous-bassins : à plus de 3 m.sous l'eau dans le sous-bassin nord contre 5 m au Sud. Toutes ces carottes ont été prélevées avec le carottier UWITEC à l'exception de BK-08-3 qui a été prélevée avec le carottier russe. La longueur des séquences sédimentaires carottées a été imposée par la longueur des tubes PVC disponibles et la résistance des sédiments à leur pénétration. Ainsi, la carotte BK-08-2 est longue de 126 cm, quant aux carottes BK-08-4 et BK-08-5, elles ont des longueurs totales de respectivement 176 cm et 180 cm. La séquence BK-08-3, prélevée au carottier russe, est composée de 4 segments aux cotes de 620-670, 660-710, 700-750 et 750-800 cm, le niveau zéro correspondant ici à la hauteur du plan d'eau qui se situe à 5 m du fond.

Deux séquences sédimentaires ont été carottées au UWITEC au centre de Bangou Bi, sous plus de 3 m.sous l'eau. Les points de prélèvement de ces carottes sont distantes de 10 m l'un de l'autre. Elles ont été nommées BB-08-01 et BB-08-02 et sont longues de 206 cm chacune. Le remplissage sédimentaire de la mare temporaire de Tondi Gamey a été échantillonné au carottier russe (TG-08-3) sur 675 cm. Cet échantillonnage a été doublé par un prélèvement (TG-08-3B) sur 275 cm en deux segments de 86 et 129 cm avec le carottier UWITEC puis de nouveau avec le carottier russe pour la séquence 225-275.

Toutes ces carottes ont ainsi été soigneusement annotées et emballées dans deux malles qui ont été expédiées (le 15 juillet 2008) à l'université de Franche-Comté pour être stockées dans une chambre froide. Elles ont été ouvertes quatre mois plus tard au laboratoire des sciences de la Terre en novembre 2008. Les séquences sédimentaires contenues dans des tubes PVC cylindriques ont été coupées sur leur longueur en deux demi-carottes symétriques. Ces demi-carottes soigneusement nettoyées et emballées dans des films plastiques, ont servi pour l'une aux différentes analyses et manipulations tandis que l'autre moitié est stockée en chambre froide comme témoin.

Dans le cadre de cette thèse, seule la carotte BK08-02 prélevée dans Bangou Kirey a été étudiée. Une Carotte prélevée à Bangou Bi fait l'objet d'étude dans la thèse Rolf Mabika Obame (Université de Rouen) tandis une autre prélevée à Tondi Gamey est étudiée dans la thèse de Rodrigue Guillon (Université de Bourgogne). Le reste des carottes feront, pour nous, des objets d'études dans le futur.

IV. 3. 2. Méthodes de caractérisation des sédiments de la carotte BK-08-02

Différentes analyses ont été appliquées à la séquence BK-08-02. Il s'est agi d'identifier les différentes structures et faciès sédimentaires au sein de cette carotte. Les divers techniques d'étude adoptées ont été basées sur des observations visuelles (images scannées et radiographiques) et sur des analyses plus quantitatives comme l'analyse élémentaire par SFX, des mesures d'intensité de couleur ou de la susceptibilité magnétique. Toutes ces mesures ont été appliquées sur la même demi-carotte de BK-08-02 et ont concerné la séquence entière : globalement ou à des intervalles réguliers et continus sur toute la longueur de la séquence sédimentaire.

IV. 3. 2. 1. Images scannées

Après le nettoyage des demi-carottes, la première étape a consisté à les photographier. Les images de la carotte BK-08-02 ont ainsi été réalisées à l'aide d'un caméra CCD (*Charge-Coupled Device*, ou dispositif à transfert de charge) et d'un banc d'acquisition (constitué d'une plate forme mobile sur laquelle est disposée la demi-carotte) montés sur l'Avaatech XRF Core Scanner. Une échelle graduée a été placée à côté de la séquence sédimentaire à photographier. La prise de vue, en couleur, a été réalisée par le camera numérique qui scanne la surface du sédiment et fournit des images avec une résolution de 70 μm .

IV. 3. 2. 2. Images SCOPIX

La radiographie est une technique non destructive largement utilisée dans les recherches sédimentologiques. Elle permet une connaissance de l'organisation interne de la carotte sédimentaire et une observation détaillée des structures sédimentaires et de la bioturbation (Bouma 1969 ; Klingebiel *et al.*, 1967 ; Howard 1968 ; Reineck et Singh, 1980). Elle sert par ailleurs à déterminer la densité des sédiments (Holyer *et al.*, 1996) et évaluer leur hétérogénéité (Jackson *et al.*, 1996). Une analyse radiographique de type SCOPIX de la carotte BK08-02 a donc été effectuée à l'université de Bordeaux I. L'imagerie SCOPIX est une méthode d'analyse des séquences sédimentaires basée sur l'utilisation des rayons X couplés à une luminosité amplifiée de haute énergie (Migeon *et al.*, 1999). La réponse du sédiment, proportionnelle au pouvoir de pénétration des rayons X et à la densité des sédiments

(lithologie, taille des grains, carbonates, silicates, teneur en eau, compaction, porosité) (Migeon *et al.*, 1999), est sous forme de signal récupéré par une caméra. Ce signal de sortie correspond à une image retranscrite en 256 niveaux de gris. La radioscopie a ainsi été réalisée sur toute la longueur de la carotte BK08-02 dans le but de mettre en évidence des hétérogénéités (faciès sédimentaires, activités biologiques...).

IV. 3. 2. 3. Susceptibilité magnétique (SM)

La susceptibilité magnétique (SM) est une propriété des sédiments qui renseignent sur leurs aptitudes à s'aimanter lorsqu'ils sont placés dans un champ magnétique. Les sédiments qui ont subi des remaniements (au cours de leur transport par exemple) et déposés au fond des lacs conservent malgré tout des propriétés qui renseignent sur les caractéristiques de leurs sources (géologie, chimie, physique, climatologie, etc). La SM d'un sédiment est une fonction singulièrement liée à la quantité de minéraux magnétiques (hématite, goethite) qu'il contient. Ces mesures peuvent donner de ce fait une estimation rapide du caractère ferromagnétique d'un volume de sédiment. Ainsi, les mesures de la SM sont très utilisées dans les études paléo environnementales puisqu'elles permettent d'une part de corréler des séquences sédimentaires et d'autre part d'identifier des variations à l'intérieur de ces séquences qu'elles soient marines ou terrestres (Verosub et Roberts, 1995 ; Hounslow et Maher, 1999). La SM a été aussi utilisée dans la caractérisation des dépôts d'origine éolienne transportés depuis le Sahara dans l'océan Atlantique (Bloemendal et deMenocal., 1989 ; deMenocal, 1995 ; Bozzano *et al.*, 2002) et dans la construction de modèles d'âges en relation avec les poussières d'origine saharienne (Dinarès-Turell *et al.*, 2003 ; Kuhlmann *et al.*, 2004). Dans ces études paléoenvironnementales, il est apparu que les sédiments déposés durant les périodes humides ont de faibles valeurs de susceptibilité magnétiques du fait de la baisse de la production de poussière dans le Sahara (Bloemendal et deMenocal., 1989 ; deMenocal, 1995 ; Bozzano *et al.*, 2002).

L'information la plus importante dans les successions stratigraphiques à travers le profil vertical de la SM est beaucoup moins la valeur de la susceptibilité que les hétérogénéités dans les séquences sédimentaires. C'est le contraste entre les sédiments environnant qui permet de relever des changements lithologiques ou d'homogénéité, ou la présence d'une lacune dans la séquence sédimentaire permettant ainsi de mieux structurer la séquence sédimentaire en couches. L'objectif est ici de dresser un profil vertical de la SM sur toute la longueur de la séquence sédimentaire BK-08-02. La SM a de ce fait été mesurée avec un magnétomètre de

type Bartington MS2E. Les mesures ont été faites à des pas d'un millimètre, et un zéro correspondant à l'air ambiant est mesuré après toutes les 10 mesures.

IV. 3. 2. 4. Colorimétrie

La couleur, propriété physique observable des éléments géologiques, a très souvent été utilisée dans la description des sédiments et des roches. Elle est un moyen de corrélation en géologie. Des mesures de la colorimétrie dans le visible, le proche ultraviolet et le proche infrarouge ont été utilisées par ailleurs dans certaines applications géologiques (Balsam et Deaton, 1991 ; Mix *et al.*, 1995 ; Harris *et al.*, 1997 ; Ortiz *et al.*, 1999) pour quantifier empiriquement la présence dans certains cas des oxydes de fer, de carbonate de calcium, d'opale, de minéraux argileux, de matière organique, en utilisant leurs signatures spectrales. Il est ainsi connu que, d'une part, le caractère chromatique des sédiments est lié aux oxydes et hydroxydes de fer, sulfures, minéraux argileux riches en fer (Potter *et al.*, 1980) et, d'autre part, les carbonates et les opales augmentent la luminescence des sédiments tandis que la matière organique la diminue (Croudace *et al.*, 2006). Les couleurs des particules en suspension ont par ailleurs été identifiées comme un traceur parmi tant d'autres : la composition géochimique, la minéralogie, le magnétisme, les isotopes stables, les propriétés biogénétiques et physiques permettant de déterminer la source des sédiments (Croudace *et al.*, 2006).

Les variations de couleur dans les séquences sédimentaires peuvent révéler un changement aussi bien dans la minéralogie que dans la chimie (Giosan *et al.*, 2002). Ceci fait de la couleur un caractère physique discriminant très important dans les études paléoenvironnementales basées sur la mémoire des sédiments. Des techniques nouvelles ont été élaborées ces dernières années pour permettre des analyses non destructives sur des matériaux géologiques, techniques qui comprennent les mesures spectrales appliquées notamment aux sédiments déposés dans les lacs et océans (Croudace *et al.*, 2006). La couleur des sédiments peut être ainsi déterminée quantitativement avec précision à partir de l'utilisation d'un spectromètre contrôlé à partir d'un ordinateur. L'objectif poursuivi dans cette partie, à travers les mesures spectrocolorimétriques de la séquence sédimentaire BK08-02, est de distinguer ses différents faciès. Ainsi, des mesures de la colorimétrie ont été réalisées sur BK-08-02 à l'aide d'un spectromètre de type SpectroDens de Techkon. Les couleurs sont décrites dans le système CIE (Commission Internationale d'Eclairage) $L^*a^*b^*$ qui est un modèle standard pour la description objective des couleurs (Wyszecki et Stiles, 1982). Ce système permet de décrire quantitativement et objectivement une couleur qu'un observateur perçoit dans des conditions

standard. La valeur L^* mesure la luminescence et correspond à la couleur blanche ($L^* = 100$) et noire ($L^* = 0$). Les valeurs de a^* et b^* correspondent à la saturation (la chromaticité). Une valeur positive de a^* représente le rouge et la négative, le vert ; une valeur positive de b^* indique le jaune et la négative, le bleu. Dans le visible, a^* et b^* représentent respectivement le rouge et le jaune. Ainsi, à titre d'exemple, l'augmentation d'un minéral de couleur rouge (hématite) ou jaune (goethite) dans la silice amorphe (couleur blanche : $a^* = 0$, $b^* = 0$) accroîtra les valeurs de a^* et b^* avec une augmentation significative de la valeur de a^* dans le premier cas et de b^* dans la seconde situation (Yokoyam et Nakashima, 2005).

Les mesures de la couleur ont été réalisées directement sur la surface du sédiment humide de la séquence sédimentaire BK-08-02 recouverte d'un film plastique qui permet d'éviter la perte d'eau et de minimiser les changements de couleur dus à l'oxydation (Chapman et Shackleton, 1998) et une contamination à partir du spectromètre. Le spectromètre utilisé (SpectroDens de Techkon) est un appareil portable qui fait des mesures rapides et précises (une mesure par seconde). Le SpectroDens de Techkon est tenu perpendiculairement à la séquence sédimentaire et sa fenêtre de mesure en contact avec le sédiment est un orifice circulaire de 3 mm de diamètre. Les mesures ont été faites au pas millimétrique et une calibration est faite toutes les 10 mesures avec un blanc standardisé intégré dans la plaque de l'appareil.

Des mesures de couleurs ont aussi été effectuées avec la caméra CCD de l'Avaatech core scanner. Cette caméra, en dehors de la prise d'images, est un important outil permettant de mesurer l'intensité de la couleur le long d'un transect de la séquence sédimentaire BK08-02 large de 2 cm. Ces mesures-ci de couleurs ont été effectuées dans le système RVB (Rouge, Vert, Blanc) et ont été prises à des pas millimétriques.

IV. 3. 2. 5. Fluorescence X

La composition chimique élémentaire des sédiments constitue un indicateur très utilisé dans les études environnementales, sédimentologiques et des pollutions. La spectrométrie de fluorescence X (SFX ou FX, ou en anglais XRF pour *X-ray fluorescence*) est une technique analytique non destructive permettant d'estimer cette composition chimique élémentaire des roches et des sédiments. Elle est basée sur une propriété physique de la matière : la fluorescence de rayons X. Son principe consiste en une excitation des électrons par des rayons incidents. Lorsque l'on bombarde de la matière avec des rayons X, la matière réémet de l'énergie sous la forme, entre autres, de rayons X ; c'est la fluorescence X. Les analyses des spectres de rayons X réémis, spécifiques de chaque atome, permettent ainsi de caractériser et de déterminer la composition élémentaire d'un échantillon.

L'avantage majeur de l'analyse en XRF est d'être une technique permettant de déterminer la présence des éléments directement à partir de la surface de la séquence sédimentaire. Elle n'est pas destructive. La résolution spatiale de l'analyse aux XRF est ainsi meilleure que celle de la méthode conventionnelle destructive au sens où elle permet une mesure presque continue sur toute la longueur d'une carotte. La conversion des mesures de XRF en concentrations d'éléments ou d'oxydes reste cependant très difficile du fait, entre autres, des interactions entre les éléments et de la variabilité de la teneur en eau (Croudace *et al.*, 2006 ; Kido *et al.*, 2006 ; Boning *et al.*, 2007 ; Tjallingii *et al.*, 2007). L'analyse en XRF représente tout de même un outil important dans la recherche paléoenvironnementale (Roehl et Abram, 2000 ; Calvert et Pederson, 2007). Ainsi, les analyses XRF ont été appliquées à divers types de sédiments allant des sédiments humides à des matériels non consolidés (Thomson, 2006) voire à des sédiments de lacs ou estuariens fortement pollués par les effets anthropogéniques avec un enrichissement en Cu, Zn et Pb dans la partie polluée (Croudace *et al.*, 2006). Le carbone organique (sapropèles) a aussi été mis en évidence par les analyses élémentaires par XRF dans les sédiments méditerranéens (Mercone *et al.*, 2000, 2001 ; Thomson *et al.*, 2006). L'intensité du signal émis dépend des conditions analytiques (nature de l'anticathode et intensité des rayons X incidents) et n'est pas équivalent pour chaque élément. Les mesures obtenues par XRF n'ont pas été converties en masse élémentaire et sont ici des données brutes exprimées en coups. Plusieurs auteurs ont montré qu'il est plus judicieux et plus avantageux d'utiliser des rapports des intensités d'éléments de masse atomique voisine pour s'affranchir des problèmes d'absorption du signal qui dépend de la masse atomique (effets de matrice – effet de grain) (Croudace *et al.*, 2006 ; Richter *et al.*, 2006 ; Rothwell *et al.*, 2006 ; Calvert et Pederson, 2007). L'utilisation des rapports des intensités des éléments est aussi très importante dans la corrélation des faciès des carottes sédimentaires (Vlag *et al.*, 2004 ; Bahr *et al.*, 2005).

Les mesures des intensités de huit éléments chimiques (Al, Si, S, Cl, K, Ca, Mn et Fe) ont été réalisées par utilisation du Avataach core scanner de l'université de Franche-Comté. Ces mesures ont été faites à des pas constants de 1 mm sur la séquence sédimentaire de BK-08-02 (126 cm). Le détecteur du Avataach core scanner a une surface circulaire de 8 mm de diamètre, **et une précision de mesure de l'ordre du millimètre**. Ce détecteur disperse une énergie qui a été maintenue à 10 Kv. L'intervalle de temps entre deux mesures a été fixé à 30 s. La surface de la séquence sédimentaire a été d'abord nettoyée et couverte ensuite d'un film plastique avant d'être passée sous le détecteur. La réduction des transmissions par le film entre le détecteur et la séquence sédimentaire est négligeable (Tjallingii *et al.*, 2007).

IV. 3. 3. Résultats et discussions

Les observations visuelles ont montré à partir des images scannées et SCOPIX que la séquence sédimentaire BK-08-02 est très laminée (figure 4.19). Cette lamination divise BK08-02 en deux parties distinctes : une partie inférieure (125 – 115 cm) non laminée et une autre supérieure (115 – 0 cm) laminée. Cette dernière partie est structurée en une alternance de lamines rouge-claire et de lamines rouge-sombre. L'apparition des lamines dans cette partie supérieure marque une modification de l'environnement de dépôt et semble sans doute postérieure à l'apparition du lac Bangou Kirey datée d'entre 1964 et 1966. Ainsi, au regard de la date de mise en eau du lac (1964 – 1966) et de l'épaisseur de la partie laminée, le taux de sédimentation dans Bangou Kirey serait en moyenne de 2,60 cm par an.

Les lamines rouge-sombre, qui semblent homogènes sur l'image scannée, sont en fait constituées d'une alternance de sous-laminations très fines de teintes légèrement plus claire ou plus sombre sur l'image SCOPIX. Celles-ci sont particulièrement visibles dans les 60 premiers centimètres de BK-08-02. Une première interprétation théorique de l'image SCOPIX suggère que les niveaux noirs seraient constitués de sédiments grossiers et denses, opaques aux irradiations des rayons X tandis que les blancs seraient des sédiments plus fins, transparents aux irradiations (Migeon *et al.*, 1999)

Les analyses de la couleur ont montré une forte variation des mesures tout le long de la séquence sédimentaire BK-08-02, ceci aussi bien dans l'échelle RVB que dans l'échelle $L^*a^*b^*$. Dans toutes ces échelles, les analyses de la couleur ont généralement été marquées par des pics importants au niveau des lamines rouge-claire. Ces lamines sont plus marquées par le R dans l'échelle RVB et par la luminescence L^* dans la $L^*a^*b^*$ (figure 4.19). Ainsi les mesures de la luminescence L^* ont permis de discriminer deux faciès principaux : les lamines à basse valeur (lamines sombres) et des pics à fortes valeurs (lamines claires). Les variations de L^* entre les tendances sombre et claire sont habituellement interprétées comme une variation des teneurs en carbonates dans les sédiments marins (Schneider *et al.*, 1995 ; Balsam *et al.*, 1999). Cependant cette interprétation n'est pas justifiable dans le cas des sédiments de Bangou Kirey du fait que d'une part ses eaux sont acides ce qui entraîne donc la dissolution des carbonates et d'autre part le substrat régional, et notamment celui du bassin versant, ne contient pas de roches carbonatées. L'augmentation de la valeur de L^* dans les lamines claires indiquerait une présence plus importante des minéraux « blancs » qui pourrait correspondre à la kaolinite ou au quartz. Dans les lamines rouge-sombre, les mesures ont

montré d'importantes variations, mais de très faibles amplitudes. Toutes ces variations révèlent des hétérogénéités qui doivent correspondre à d'éventuels changements minéralogiques ou chimiques. En effet, dans les sédiments marins par exemple, Giosan *et al.*, (2002) ont mis en évidence une concordance entre les variations de la luminescence et celles de la minéralogie et de la chimie. Les variations pourraient cependant être aussi liées à la granulométrie de la séquence BK-08-02.

Le profil de Susceptibilité Magnétique présente des variations assez remarquables le long de la séquence BK-08-02. Tout d'abord, la rupture à la cote 115 cm déjà repérée dans les analyses de couleur et par SCOPIX se retrouve dans les mesures de SM. La partie inférieure non laminée de BK-08-02 (126 à 115 cm) présente une valeur de SM relativement plus basse (252 ± 43) que dans la partie supérieure laminée (361 ± 42) (figure 4.19). Dans la partie supérieure, la SM a confirmé l'existence des deux types de lamines précédemment décrites par la couleur : les lamines rouge-sombre sont plus plus ferromagnétiques puisqu'elles ont une valeur de SM plus élevée que les lamines rouge-claire. Dans les lamines rouge-sombre, la tendance globale est à une augmentation de la valeur de SM de la base vers le sommet. Cependant, la valeur de la SM n'est pas constante au sein de ces lamines ; elle présente aussi des variations de plus faible amplitude qui mettent en évidence des hétérogénéités d'ordre minéralogique ou chimique. Ces baisses de la valeur de SM au sein des lamines sombres peuvent correspondre aussi à des vides ou à des niveaux noirs qui pourraient être des passées de matière organique (figure 4.19). Par ailleurs, la partie supérieure laminée peut être divisée en deux segments : un segment inférieur (115 – 63 cm) où les valeurs de SM sont plus basses aussi bien dans les lamines claires que dans les lamines sombres relativement au segment supérieur où elles sont plus élevées. La différence d'amplitude du signal de SM entre lamine claire et lamine sombre tend également à être plus faible pour le segment inférieur. Cette rupture à la cote 63 cm pourrait être liée à une modification du fonctionnement du bassin versant de Bangou Kirey (états de surface, flux hydriques) et/ou à la teneur en eau dans la séquence sédimentaire qui paraissait plus importante en haut de la séquence sédimentaire BK-08-02.

Dans la partie inférieure (126 – 115 cm), la valeur de SM, relativement faible, présente cependant un pic majeur autour de la cote 122 cm où la valeur de SM est comparable à celle des lamines sombres, ce qui pourrait suggérer des conditions de dépôt comparables au moment de la mise en place de ces sédiments.

Les analyses en SFX montrent des profils par éléments très bruitées à l'échelle de toute la séquence sédimentaire (figure 4.20). Ces profils ne permettent pas de ce fait de distinguer clairement les laminations repérées par les autres techniques d'analyse : les intensités des éléments dans les lamines claires et sombres sont quasi identiques, elles se tiennent à plus ou moins 2 % près (figure 4.20). Les mesures de l'intensité des éléments chimiques, réalisées sur le sédiment humide, n'ont cependant pas été corrigées par la teneur en eau. Celle-ci pourrait en effet influencer les mesures par absorption des rayons X. En effet, en comparant les intensités du signal SFX de différents éléments sur un sédiment d'abord humide puis séché, Tjallingii *et al.*, (2008) ont montré que ces intensités peuvent baisser dans les sédiments humides selon des proportions qui peuvent atteindre 10 % pour les éléments aux numéros atomiques élevés voire plus pour des éléments comme l'aluminium et le silicium. La baisse des teneurs de ces deux éléments dans la partie supérieure de la séquence sédimentaire (entre les cotes 20 et 4 cm) est sans doute due à la teneur en eau qui paraît plus importante dans cette partie. En revanche, les analyses élémentaires mettent bien en évidence la rupture déjà observée à partir de 115 cm.

Les courbes des rapports des éléments chimiques notamment Mn/Ti, Fe/Ti, et S/Cl à l'échelle de la séquence sédimentaire confirment l'existence de cette rupture entre la partie supérieure laminée (115 à 0 cm) et la partie inférieure non laminée (126 à 115 cm) (figure 4.21). La partie inférieure est marquée par une augmentation de la valeur de ces rapports relativement à la partie supérieure où les valeurs de ces rapports sont toujours très bruitées. Des ruptures, dans les courbes des rapports des éléments chimiques dans la partie inférieure de la séquence BK-08-02, existent également. En particulier on peut noter une baisse de tous les rapports élémentaires autour de 122 cm de profondeur où ils sont du même ordre de grandeur que ceux de la partie laminée de la carotte. Cette zone avait déjà été mise en évidence par les mesures de la SM. La valeur équivalente des valeurs de ces rapports dans cette zone et dans les lamines sombres pourrait suggérer aussi un fonctionnement similaire du milieu durant la mise en place de ces sédiments.

Le rapport Ca/Fe qui pourrait permettre de déceler des couches riches en carbonate biogénique ou en coquillages (Rothwell *et al.*, 2006 ; Thomson *et al.*, 2006) ou, pour notre zone d'étude, en poussière éolienne d'origine lointaine (Rajot *et al.* 2008) est resté très faible sur toute la longueur de la séquence sédimentaire. Ceci confirme donc que le sédiment n'est pas carbonaté ce qui du reste est en conformité avec la nature acide des eaux et la géologie du bassin versant de Bangou Kirey. On note tout de même une tendance à l'existence de pics du rapport Ca/Fe qui pourraient être associés aux lamines claires, sans qu'il ait été possible de

démontrer cette relation. Etant donnée la très faible valeur du rapport et l'absence de pics dans le profil de Ca, il faut attribuer ces variations du rapport à des teneurs plus faibles en Fe dans les lamines claires (figure 4.21) ce qui est très cohérent avec les plus faibles valeurs de susceptibilité magnétique de ces lamines.

Les tests de frottis n'ont pas permis de détecter la présence de tests de diatomées. Le silicium est donc essentiellement d'origine terrigène dans ces sédiments. Il en est de même pour les principaux éléments reconnus, Fe, Ti et Al qui peuvent être fournis en abondance par les sols du bassin versant du lac (sols ferrugineux tropicaux sur les versants sableux et cuirasse ferrugineuse sur les plateaux (Gavaud, 1977)).

L'augmentation de la valeur des rapports de Fe/Ti et Mn/Ti dans la partie inférieure de la séquence sédimentaire pourrait être due à une forte mobilisation du Fe et du Mn depuis le bassin-versant ou plutôt à des conditions favorisant la mobilisation puis la concentration de ces éléments par des phénomènes d'oxydo réduction typiques des milieux temporairement engorgés tels que les fonds de mares non permanentes.

Par ailleurs, l'accroissement de la valeur du rapport S/Cl dans cette même partie inférieure (126 – 115 cm) pourrait indiquer que celle-ci est relativement plus riche en matière organique, le soufre s'accumulant préférentiellement dans les sédiments organiques et son incorporation se produisant à un stade précoce de la diagenèse organique (Lallier-Vergès *et al.*, 1997). La baisse de la valeur de S/Cl dans la partie supérieure (115 – 0 cm) serait alors due à une baisse de la production lacustre de la MO ou des apports depuis le Bassin-versant de Bangou Kirey.

Les différentes analyses effectuées indiquent donc que la rupture majeure observée à 115 cm de profondeur correspond très vraisemblablement au moment où le fonctionnement du lac a changé, passant d'un régime de mare temporaire à un régime de plan d'eau permanent lié à la remontée de la nappe phréatique.

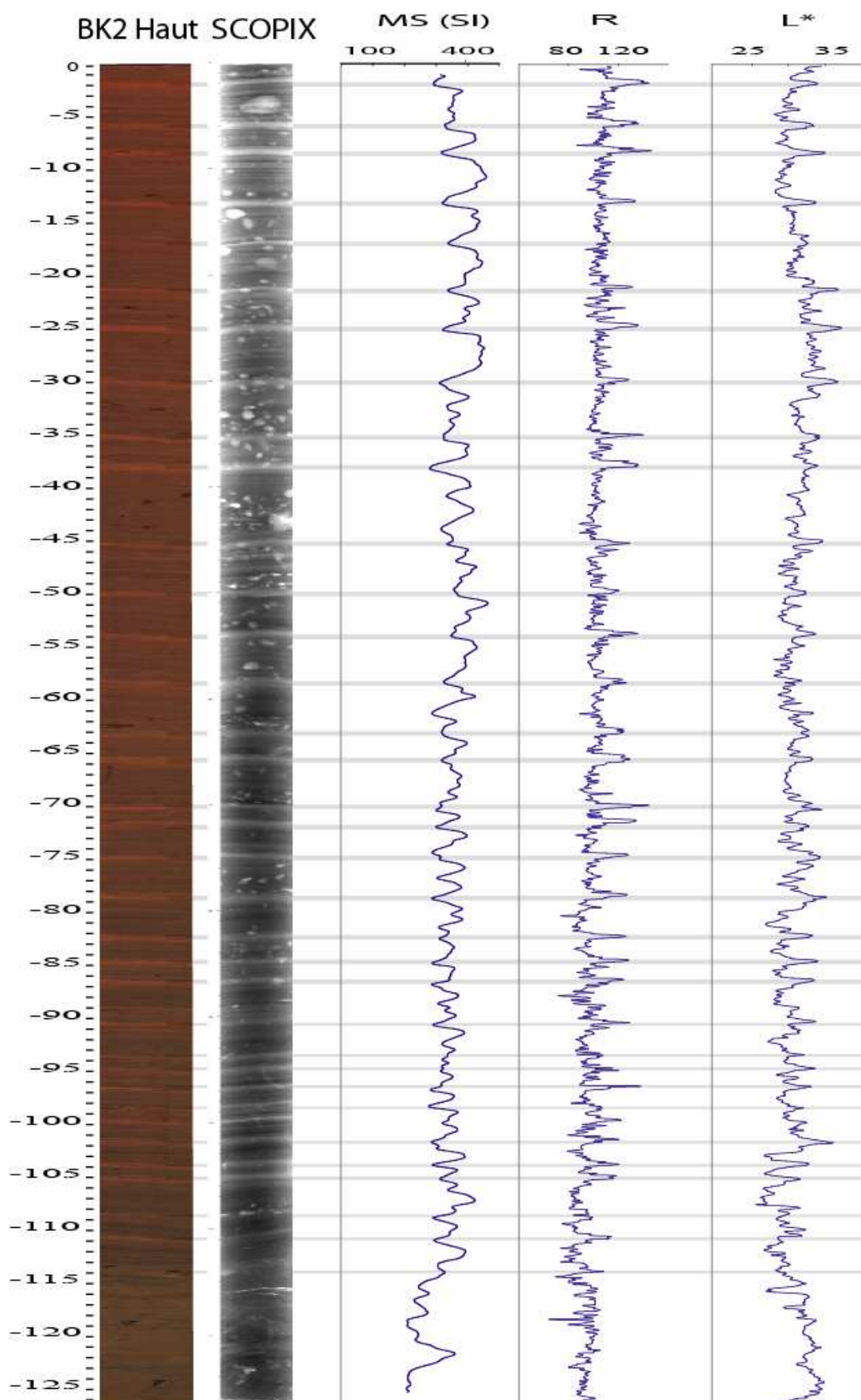


Figure 4.19 : Images scannée et SCOPIX de BK08-02 et variations de la susceptibilité magnétique (SM) et de la colorimétrie (R = Rouge et L* = luminescence) sur la carotte BK08 - 02

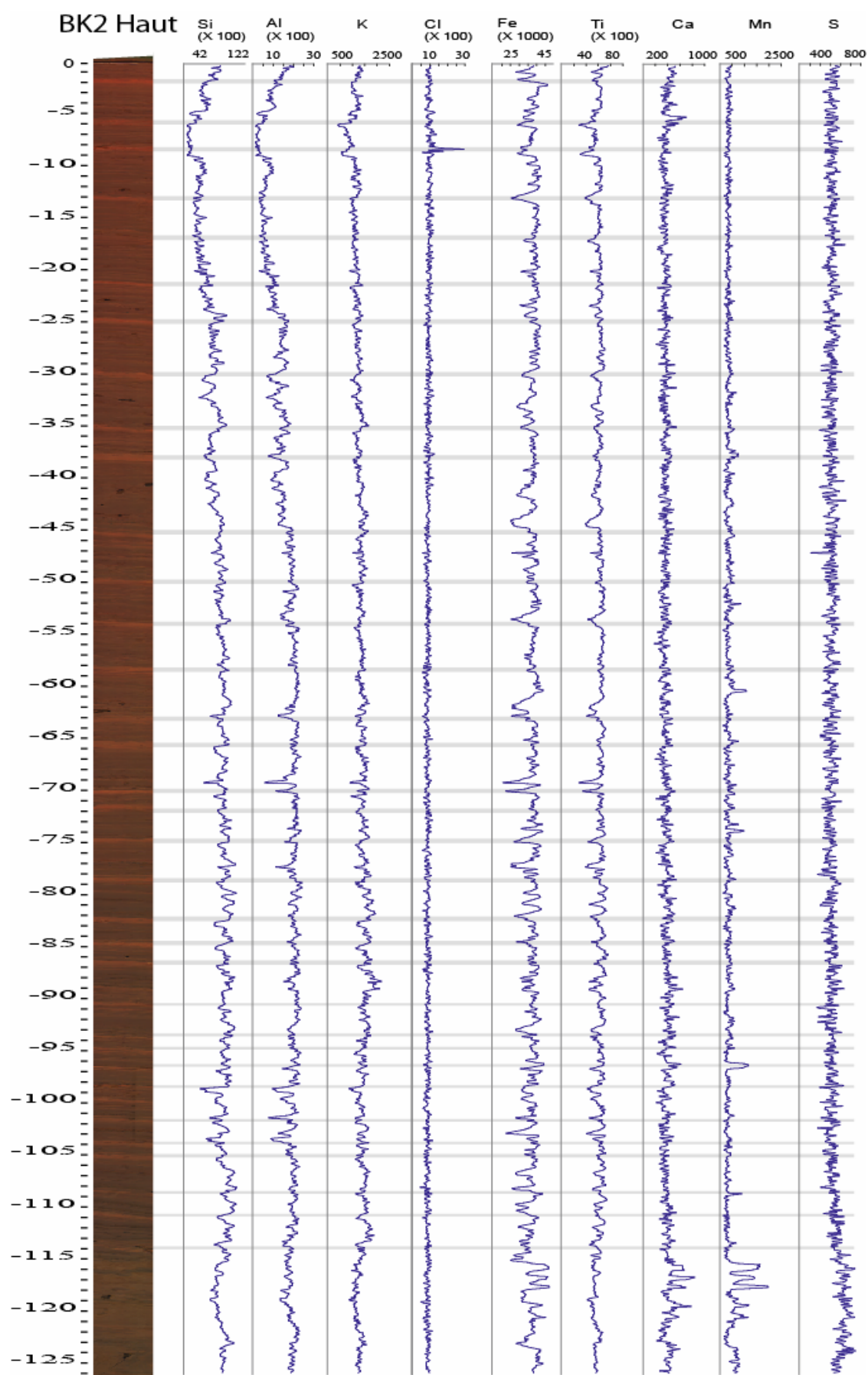


Figure 4. 20 : Variations de l'intensité des éléments (Si, Al, K, Cl, Fe, Ti, Ca, Mn, S) mesurée par SFX sur la carotte BK08-02

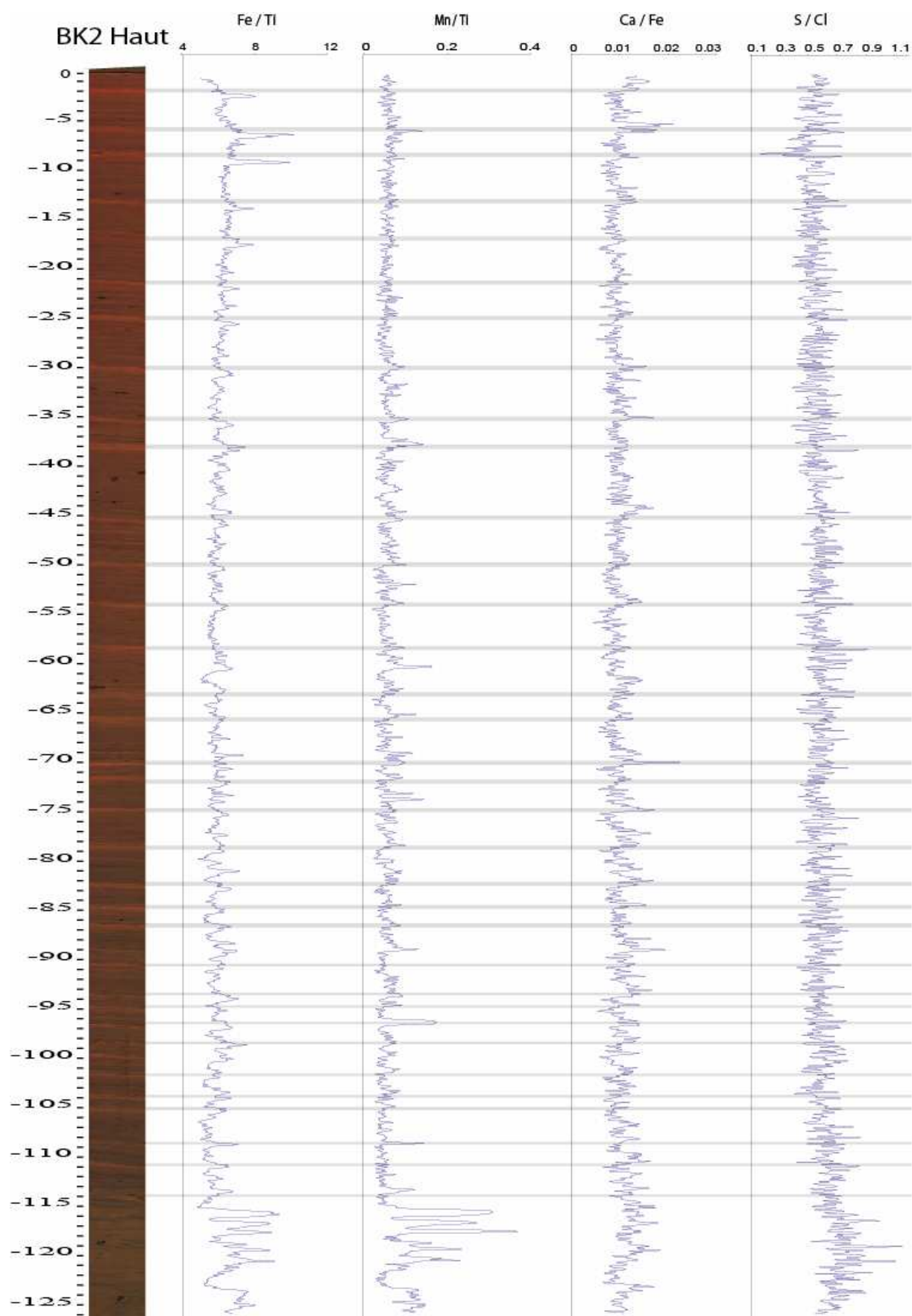


Figure 4. 21 : Variations des rapports d'intensité élémentaire mesuré par SFX (Fe/Ti, Mn/Ti, Ca/Fe et S/Cl) sur la carotte BK08-02

IV. 4. Analyses à court (lamine) et long terme de la séquence sédimentaire BK-08-02

IV. 4. 1. Méthodes

IV. 4. 1. 1. Traitement du signal

La netteté de l'image SCOPIX de BK08-02 étant réduite par la présence de bulles d'air qui ont formé des taches, c'est l'image scannée qui a été ici analysée avec le logiciel Strati-Signal. Cet outil est un moyen permettant d'identifier des limites stratigraphiques dans une séquence sédimentaire à partir de l'analyse de son image. Les images scannées présentent une bonne résolution pour cet effet. Le logiciel retranscrit les couleurs de l'image en niveau de gris. Sur la séquence BK-08-02, 50 061 mesures de ces niveaux ont été effectuées **soit trois mesures pour chaque pixel de l'image de BK08-02**. Cette échelle très détaillée a permis ainsi de faire ressortir toutes les fréquences de signaux contenus dans la carotte. Ces signaux contiennent ainsi l'information utile (structures répétitives) et le bruit de fond. Le traitement du signal a été effectué avec le logiciel Auto-Signal et a visé à mieux faire ressortir les laminations de la séquence BK-08-02 correspondant aux signaux de moyenne fréquence. Ce logiciel permet habituellement de faire ressortir des cyclicités au sein des séquences sédimentaires ; en l'absence de modèle d'âge bien établi, dans notre analyse le temps est assimilé à la profondeur de la séquence BK-08-02. Le traitement du signal a ainsi consisté dans un premier temps à appliquer un filtre au signal brut pour mieux faire ressortir les événements de moyennes fréquences (figure 4.22 a). Un signal lissé est ainsi obtenu, lequel est alors débarrassé des signaux de basses fréquences. Un second filtre a été appliqué au signal lissé qui a permis de retirer les signaux de très hautes fréquences (tendance) pour aboutir à un signal filtré (figure 4.22b). Ce dernier a ainsi permis de distinguer clairement les lamines claires des lamines sombres. Ainsi, les valeurs du signal filtré caractérisant les lamines sombres sont en général négatives et n'ont jamais atteint la valeur de 5 tandis que les valeurs caractéristiques des lamines claires sont très largement positives. Un seuil appliqué au signal filtré à la valeur 5, a permis ainsi de déterminer l'épaisseur de chacune des lamines (figure 4.22b).

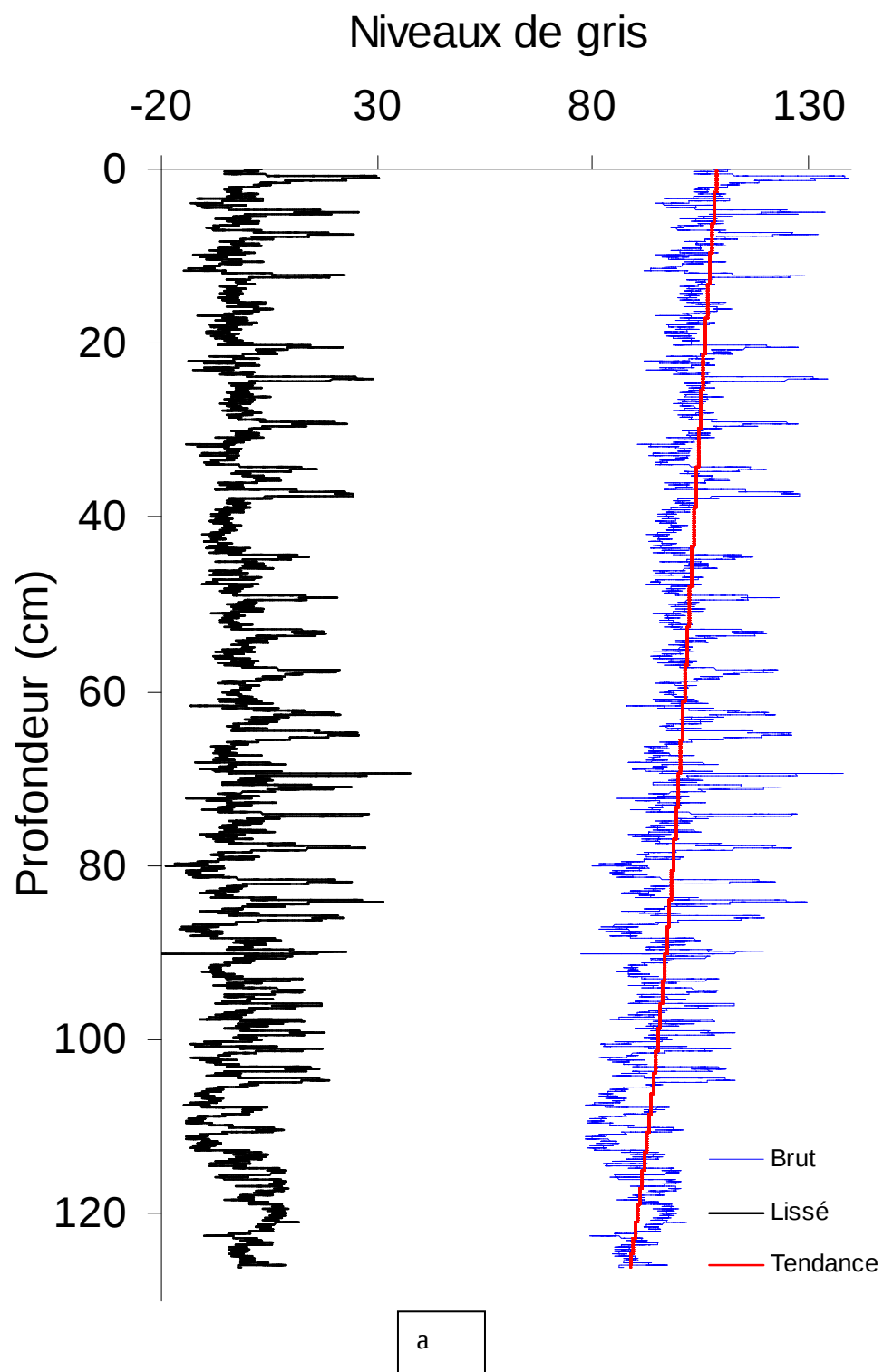


Figure 4.22 : a) Traitement du signal brut, mesuré sur l'image scannée de BK08-02, avec Strati-Signal b) signal filtré permettant une distinction des lamines claires et sombres, et la détermination de l'épaisseur des lamines

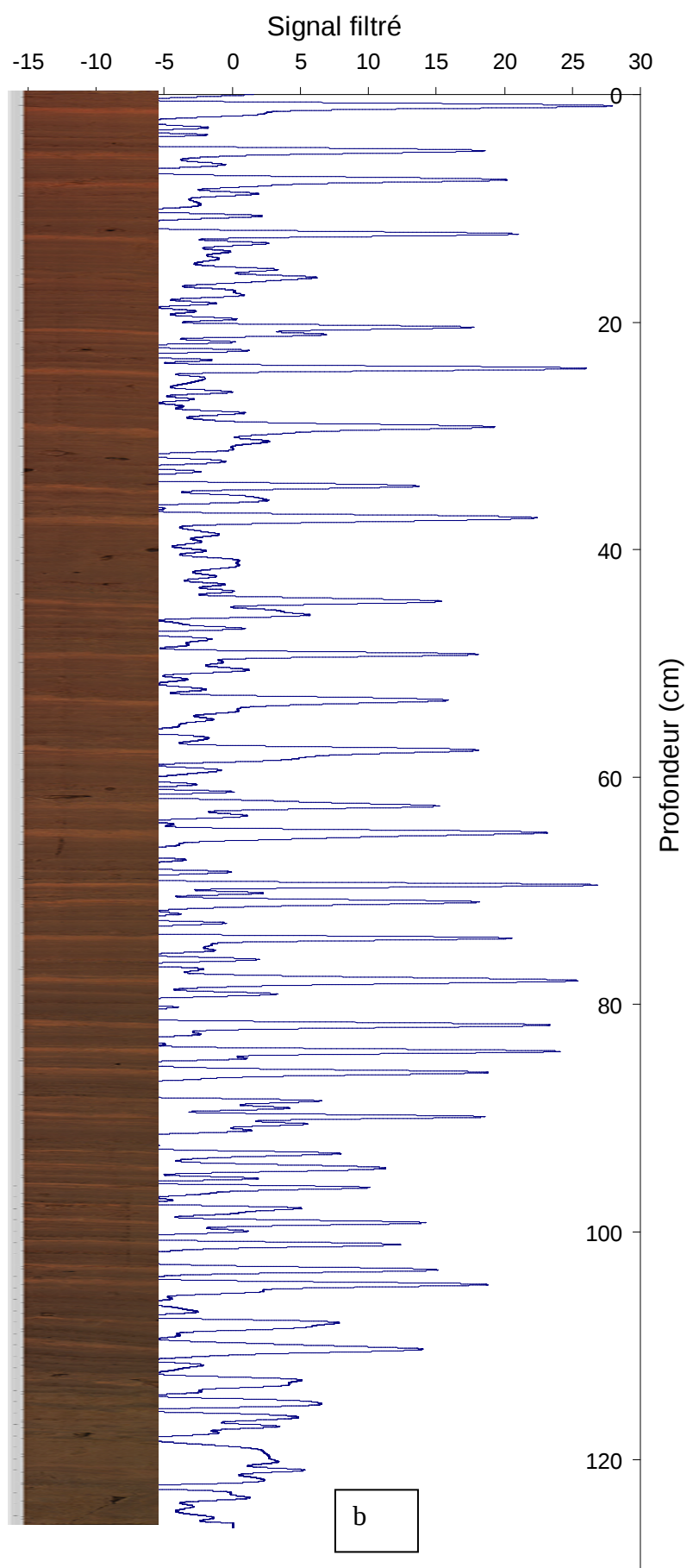


Figure 4.22 : a) Traitement du signal brut, mesuré sur l'image scannée de BK08-02, avec Strati-Signal b) signal filtré permettant une distinction des lamines claires et sombres, et la détermination de l'épaisseur des lamines

IV. 4. 1. 2. La granulométrie

Les mesures granulométriques, comme pour les échantillons d'eau, ont été réalisées à l'aide du granulomètre laser (Beckman Coulter LS230) de l'université de Franche-Comté.

Les échantillons analysés ont été prélevés entre les cotes 5 et 10 cm et entre 88 et 93 cm de la séquence BK-08-02. Le pas d'échantillonnage a varié à ces niveaux : il était de 2 mm dans la partie supérieure, et de 1 mm dans la partie inférieure (88 - 93 cm). Au total, 64 échantillons ont été prélevés, dont 5 lamines claires isolées, pour être passés au granulomètre. Ces échantillons ont été mis en solution dans des piluliers de 10 ml de capacité. Ces solutions ont été ensuite introduites dans un agitateur durant trois minutes puis 1 ml d'hexamétophosphate de sodium a été ajouté à chaque échantillon. Cette dernière solution a subi une attaque à l'eau oxygénée (1 ml par attaque) jusqu'à un point de non réaction. Avant de passer au granulomètre, les échantillons ont été remis dans l'agitateur puis une petite quantité a été prélevée pour être analysée.

Les analyses granulométriques ont porté ici aussi sur la détermination des stocks avec le logiciel PeakFit. Les indices granulométriques tels que la médiane qui permet une représentation simple des variations granulométriques et renseigne sur la taille globale des grains, la moyenne, le classement, l'asymétrie, l'acuité (Folk, 1996) ont par ailleurs été calculés.

IV. 4. 1. 2. Analyse de la texture et structure sur échantillons indurés

Les indurations ont été effectuées au laboratoire des sciences de la terre de l'université de Bourgogne. Elles ont permis de réaliser 4 lames minces dont l'observation au microscope optique polarisant a permis de mettre en évidence les composants des dépôts ainsi que les dynamiques sédimentaires. L'échantillonnage de sédiment a été réalisé dans des tubes en aluminium (250 - 30 - 20 mm). Ces échantillons, longs respectivement de 22 et 16 cm, ont été prélevés entre les cotes 42 - 64 cm et 64 - 80 cm. Ils ont été placés dans un bain d'une solution d'acétone dont la concentration est progressivement passée de 25 à 100 % afin d'éliminer l'eau contenue dans les échantillons. Après l'induration du sédiment à la résine, des blocs de 30 mm x 45 mm ont été découpés pour réaliser les lames minces polies.

IV. 4. 2. Résultats : Caractérisation des laminations

IV. 4. 2. 1. Epaisseurs des lamines

L'analyse du signal filtré a permis d'identifier les lamines, de les dénombrer et de mesurer leurs épaisseurs. Ainsi, 34 lamines sombres et 35 lamines claires formant des doublets répétitifs ont été comptées entre les cotes 115 et 2 cm de la séquence BK-08-02. La figure 4.23 montre les épaisseurs des deux types de lamines en fonction de la profondeur. Ainsi, les épaisseurs des lamines claires, avec une taille médiane de 6 mm et maximale de 11 mm, sont restées généralement inférieures au centimètre et ont relativement peu varié le long de la séquence entière. Quant aux lamines sombres, à l'exception d'une qui a atteint 66 mm, leur épaisseur a globalement variée entre 10 et 50 mm avec une taille médiane de 26 mm. Contrairement aux lamines claires, les lamines sombres montrent une importante variation d'épaisseur sur tout le long de BK-08-02. Ces épaisseurs ont fortement augmenté dans la partie sommitale de la carotte, à partir de la cote 85 cm passant d'en moyenne 17 mm entre les cotes 115 et 85, à 34 mm entre les cotes 85 et 2.

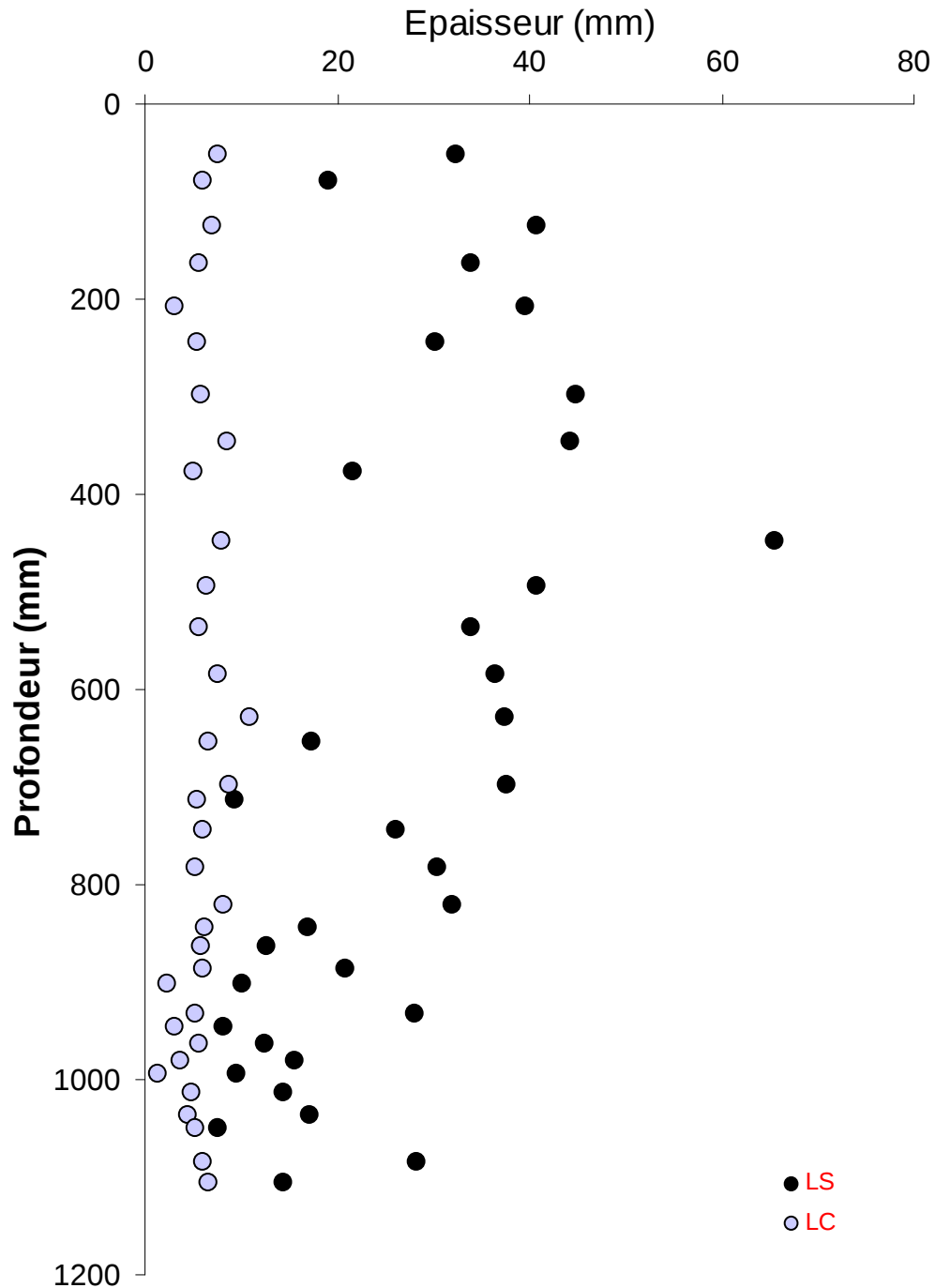


Figure 4.23 : Epaisseurs des lamines claires (LC) et sombres (LS) sur la carotte BK08-02

IV. 4. 2. 2. La granulométrie

La granulométrie des échantillons prélevés entre les cotes 53 et 103 mm et 880 et 930 mm est globalement argilo-silteuse. Les indices granulométriques de Folk qui ont été calculés pour chaque échantillon ont révélé que : 1) la taille moyenne des grains varie entre 1,6 et 7,1 μm , 2) le sédiment est globalement mal classé ($1 < S_0 < 2,2$), 3) le sédiment présente une forte

asymétrie ($-0,3 < Sk < 0,2$), et 4) une tendance vers les petites tailles ($0,7 < Sg < 1,2$) (annexe 8).

La déconvolution des spectres granulométriques a permis par ailleurs de mettre en évidence 4 stocks granulométriques dont deux stocks silteux à 18 et 5 μm et deux stocks dans les argiles à 1,5 et 0,2 μm (figure 4.24). Tous ces stocks sont présents aussi bien dans les lamines claires que dans les lamines sombres. Le stock à 0,2 μm est plus abondant dans les lamines claires et quasi absent dans certains échantillons des lamines sombres. Dans ces dernières, ce sont les stock à 5 et 1,5 μm , ayant des proportions similaires qui sont dominant tandis que dans la lamine claire c'est plutôt le stock à 1,5 μm qui domine. Le stock des silts (18 μm) a une répartition presque équivalente aussi bien dans les lamines claires que dans les sombres avec des pourcentages variant respectivement entre 2 et 11% et entre 5 et 10%.

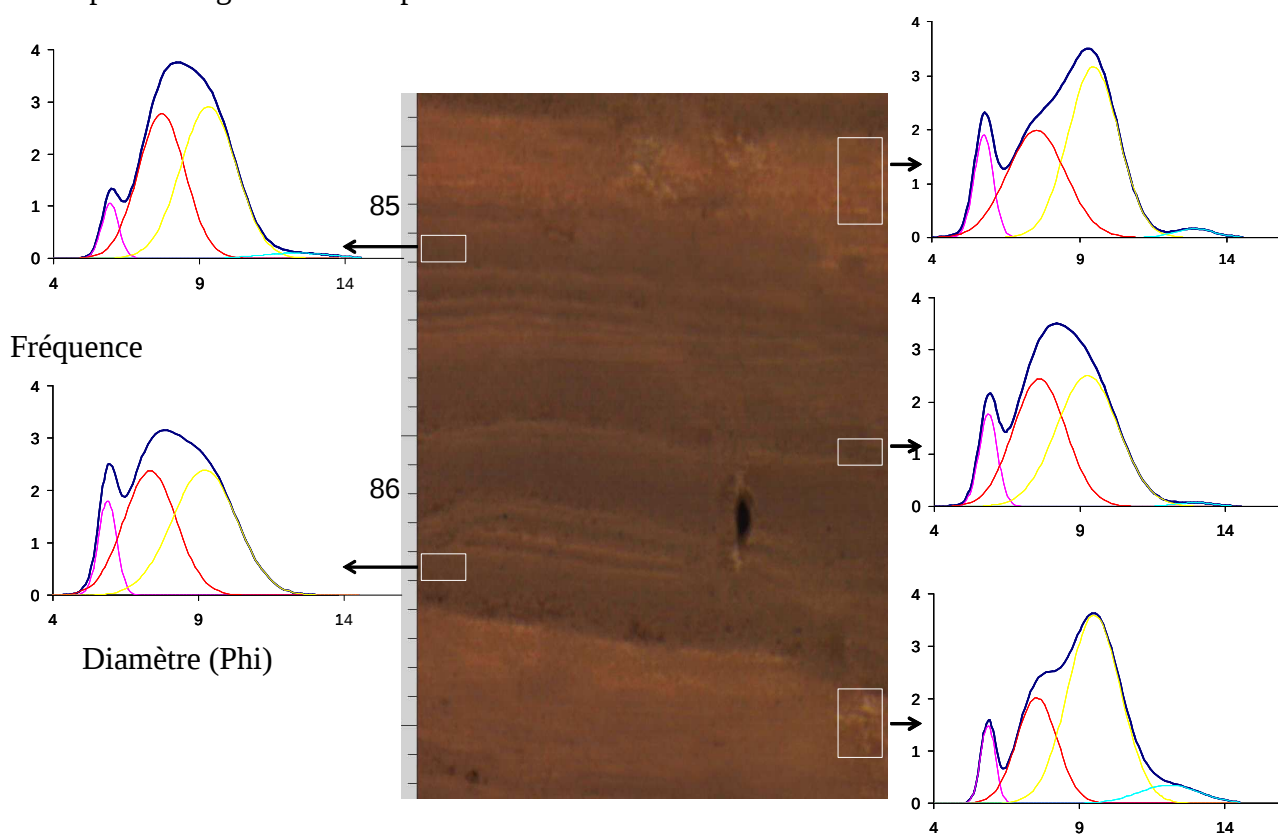


Figure 4.24 : Stocks granulométriques des lamines claires et sombres autour des cotes 85 – 86 cm de BK08-02 (abscisse = diamètre en phi, ordonnée = fréquence)

IV. 4. 2. 3. Lames minces : caractérisations des différents faciès

La confection de lames minces de sédiments indurés a permis d'observer dans le détail la séquence sédimentaire BK-08-02 au microscope optique polarisant (LEITZ). Les images prises à partir de l'appareil photo de ce dernier ont permis de mettre en évidence trois faciès

sédimentaires dans les lamines sombres alors que la lamine claire est monophasique (figure 4.25).

La lamine sombre est constituée par :

- des faciès homogènes : ils sont de couleur rougeâtre et ont une épaisseur millimétrique voire centimétrique, et sont dépourvus de structures sédimentaires dynamiques. Ils se présentent comme homogène, sous forme de « plasma » et sont la composante majeure des lamines sombres (figure 4.25) ;
- des micro-lamines claires ou couches granodécroissantes : elles sont intercalées entre deux faciès homogènes avec lesquels elles alternent. Elles ont à leurs bases une surface irrégulière et sont constituées de particules qui s'affinent vers le sommet. Elles mesurent environ 1/5 mm d'épaisseur (figure 4.25) ;
- Les dépôts éoliens de quartz : il s'agit d'un alignement de grains de quartz pris dans le sédiment du faciès homogène. Ils sont souvent isolés mais peuvent cependant se trouver superposés dans le faciès homogène. (figure 4.25) ;

Ces différents faciès n'ont pas pu être échantillonnés séparément pour déterminer séparément leurs granulométries à l'aide du granulomètre laser. Cependant, les histogrammes de fréquences granulométriques qui les caractérisent globalement, sont celles des sédiments des lamines sombres dominées par les stocks à 5 et 1,5 μm .

Les lamines claires sont constituées d'une seule couche et présentent le même aspect que les couches granodécroissantes des lamines sombres. Cependant, leurs épaisseurs sont plurimillimétriques et les particules de quartz qu'elles renferment sont globalement plus grosses. Néanmoins, l'histogramme des fréquences granulométriques des ces lamines montre plutôt une dominance des stocks à 1,5 μm .

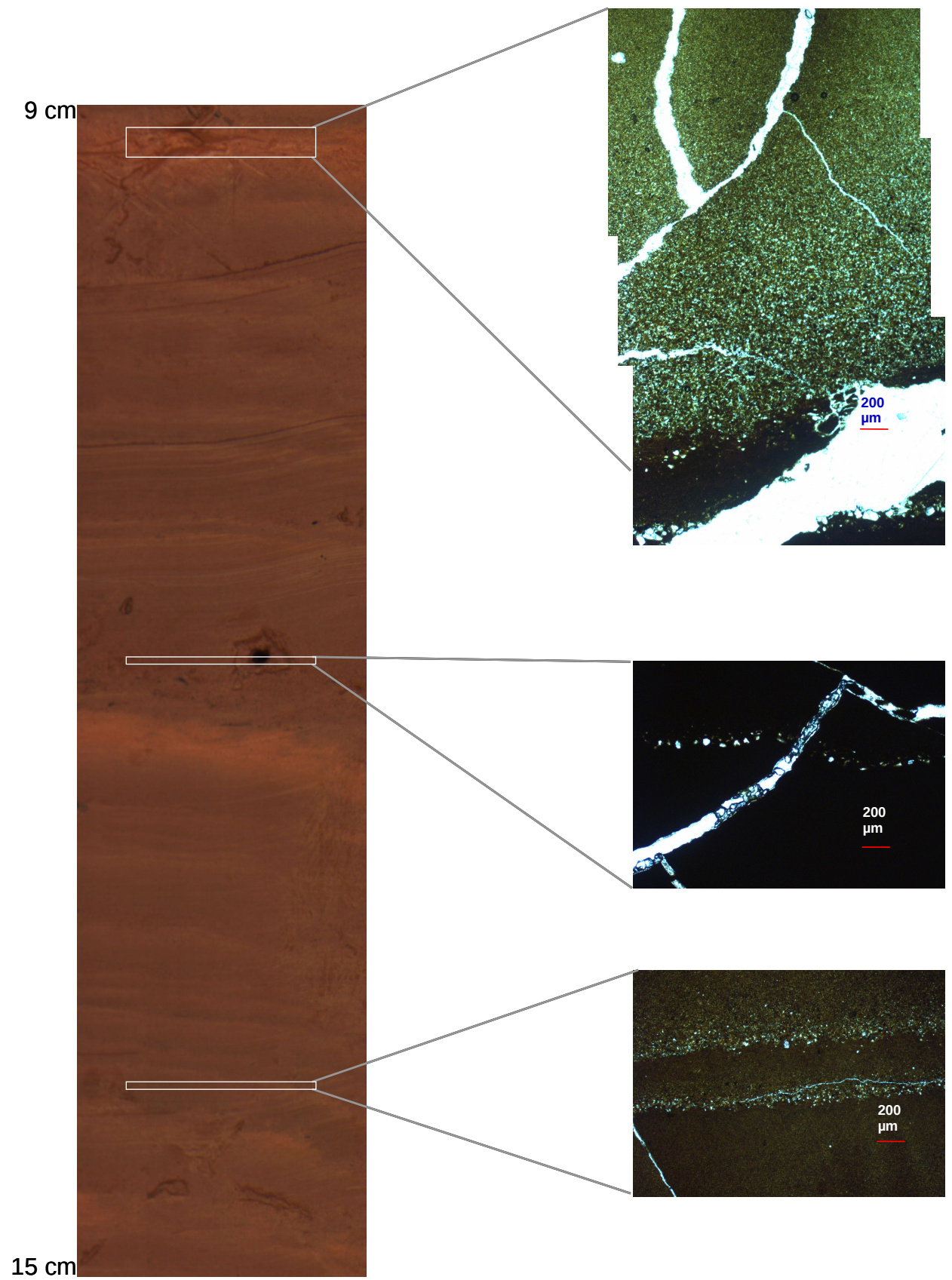


Figure 4.25 : Détermination des différents faciès de lamines à partir des lames minces

IV. 5. Discussions

Les différents indices permettant de caractériser la distribution granulométrique ainsi que les stocks sont redondants dans toutes les lamines et n'ont pas permis de mettre en évidence des variations, au cours du temps, dans les apports dominant la sédimentation dans Bangou Kirey. Le sédiment, à l'image des échantillons des eaux de Bangou kirey, est argileux à plus de 90 % aussi bien dans les lamines claires que dans les lamines sombres. L'absence de structure dynamique dans les faciès homogènes est très certainement due à cette granulométrie dominante. Les particules argileuses sont issues de la décantation des sédiments en suspension dans le lac. Cette décantation peut se produire entre deux épisodes d'érosion durant la saison des pluies, mais aussi pendant la saison sèche. Les particules argileuses peuvent avoir une origine authigène (origine biologique) ou provenir de l'érosion des terres. Cependant, un frottis réalisé sur le sédiment n'ayant pas permis de relever de traces d'organisme, le sédiment de la BK-08-02 est manifestement détritique et provient donc principalement de la mobilisation des particules depuis la surface du bassin versant ou de zones sources plus lointaines jusqu'au lac par le biais des agents dynamiques que sont les eaux de ruissellement et le vent.

Nous avons vu précédemment dans ce chapitre que les sédiments apportés par le vent avaient essentiellement une origine locale puisque 70% des dépôts mesurés sont associés aux événements érosifs de la saison des pluies. Les 30 % restant peuvent provenir d'origine beaucoup plus lointaine et sont apportés au cours de la saison sèche par les vents de l'harmattan essentiellement par les phénomènes de brume sèche. L'épaisseur totale de l'ensemble de ces dépôts éoliens mesurés durant deux ans atteindrait au plus 1,4 mm. Cette épaisseur est très largement inférieure aux épaisseurs des deux grands types de lamines observées. De plus il faut plutôt considérer ces apports en fonction des périodes de l'année. Ainsi les apports intervenant au cours de la saison des pluies sont d'origine locale et sont très généralement associés aux événements pluvieux qu'ils précèdent. Si ces pluies produisent du ruissellement, donc des apports de sédiments au lac, il paraît impossible de distinguer les relativement faibles apports liés à l'érosion éolienne des apports liés à l'érosion hydrique. Seuls les événements de saison des pluies non suivis de ruissellement pourraient éventuellement se marquer dans la sédimentation. De fait, nous avons vu que les faciès homogènes des lamines sombres contiennent des particules grossières de quartz isolées ou organisées suivant un alignement (les liserés). Les stocks grossiers à 16 μm de ces faciès « homogènes » sont certainement liés à la présence de ces particules de quartz. La dynamique

de leur transport et dépôt diffère complètement de celle de la matrice argileuse qui les contient. Ces particules grossières correspondent plutôt à des effets de contaminations dans les faciès homogènes. Elles pourraient donc provenir d'événements d'érosion éolienne locale non suivis de pluie suffisante pour provoquer à la fois du ruissellement et des apports de sédiment par érosion hydrique.

Restent les apports de saison sèche qui se caractérisent généralement par une minéralogie différente des poussières d'origine sahélienne en particulier du fait de la présence de carbonate de calcium (Rajot *et al.* 2008, Chou *et al.* 2008). Ces dépôts de saison sèche, de très faible puissance (200 μm d'épaisseur au maximum pour l'ensemble de la saison sèche) qui viendraient s'ajouter aux très fortes concentrations en MES de Bangou Kirey dans une eau plutôt acide ont très peu de chance d'être détectables dans les sédiments.

Ainsi, l'essentiel des particules argileuses qui composent majoritairement le sédiment de BK-08-02 ne peut provenir que de l'érosion hydrique de la surface du bassin versant. Les sédiments de la séquence sédimentaire BK-08-02 ont donc la même origine ce qui justifie le fait que les différentes lamines qui la compose aient sensiblement la même composition chimique élémentaire.

L'organisation des particules dans les couches granodécroissantes des lamines sombres et dans les lamines claires correspond à un phénomène de décantation en milieu calme. La présence des grosses particules à la base des couches granodécroissantes fait très probablement suite à un afflux soutenu de sédiments dans le lac à travers les eaux de ruissellement. De même, l'irrégularité de la surface de base de ces couches pourrait traduire une perturbation de la surface de contact entre eau-sédiment au fond du lac par l'arrivée des flux hydriques et sédimentaires.

La particularité des lamines claires par rapport aux sous lamines granodécroissantes comprises dans les lamines sombres réside dans leur plus grande épaisseur et dans la plus grande taille des particules de quartz. Ces différences doivent s'expliquer par les caractéristiques des pluies et de la surface du bassin versant correspondant à la mise en place de ces sédiments. En effet, l'érosivité d'une pluie dépend à la fois de son intensité, sa durée et de l'intervalle qui sépare deux événements pluvieux, tandis que la couverture végétale et l'état de l'encroûtement des sols sont les facteurs majeurs qui contrôlent l'érodibilité des sols au Sahel. Ainsi, dans la région de Niamey et donc sur le bassin versant de Bangou Kirey, nous avons vu que les sols présentent la plus faible protection de leur surface par la végétation au début de la saison des pluies (Abdourhamane Touré *et al.*, 2010). Par ailleurs en fin de saison sèche, les sols sont structurés par le piétinement du bétail et il existe un stock important de

particules libres (déplacées par le vent) sur les surfaces encroûtées. Dans ces conditions, la première pluie importante de la saison qui ruisselle est toujours très fortement chargée en sédiment (Albergel, 1987). Cette première pluie ruisselante de la saison pourrait donc expliquer la mise en place des lamines claires. Cette importante érosion des sols liée à la première pluie ruisselante diminuerait le stock de particules mobilisables pour les événements suivants. Les micro-lamines granodécroissantes des lamines sombres pourraient, elles, correspondre aux flux sédimentaires événementiels liés à un épisode pluvieux suffisamment important pour provoquer un ruissellement efficace, c'est-à-dire de l'ordre de 20 mm dans la région (Lubès-Niel *et al.*, 2001).

Dans le sédiment, il faut noter l'absence de particule sableuse. Ce fait est inhérent à la stratégie de carottage. En effet, les carottes ont été prélevées dans les zones les plus profondes et loin des rives du lac. Ces dernières présentent des embouchures où arrivent plusieurs koris de différentes dimensions qui y déposent classiquement leurs sédiments les plus grossiers dès que la pente diminue et à l'arrivée dans le lac. Les sables, du fait de leur poids, sédimentent immédiatement à proximité de ces embouchures où ils forment des cônes de déjection. Du fait de l'absence d'écoulement important dans le lac, les sables n'arrivent jamais au milieu du lac au point de carottage.

La séquence sédimentaire BK-08-02 serait ainsi constituée d'une répétition de doublets formés par une lamine claire et une lamine sombre, cette dernière étant composite. La différence majeure entre les lamines réside dans leur granulométrie et l'organisation des «grosses particules» de quartz, conditionnées par leur mode de mise en place.

Pour expliquer la sédimentation laminée de la mare de Bangou kirey, nous proposons donc le modèle suivant. Au regard du taux de sédimentation dans Bangou Kirey, 2,6 cm par an au moins, les dépôts éoliens (500 μ m par an) sont négligeables. Les sédiments déposés dans Bangou Kirey proviennent donc essentiellement de l'érosion hydrique des sols. Les lamines rouge-claire correspondant à la première pluie de la saison ayant provoqué du ruissellement et les lamines rouge-sombre correspondant aux événements pluvieux suffisamment important pour produire de l'érosion au cours de la saison constitueraient des doublets qui représenteraient ainsi l'accumulation des flux sédimentaires détritiques terrigènes qui se sont déposés durant une année, principalement au cours de la saison des pluies.

Si ce modèle de fonctionnement est vérifié, il peut permettre de proposer un modèle d'âge pour la carotte. 35 lamines claires et 34 lamines sombres ont pu être identifiées. Sachant que le carottage a été effectué avant la saison des pluies 2008, le début de la sédimentation selon le modèle proposé aurait commencé en 1972. Cette date est postérieure à la date de mise en

eau permanente du lac que nous avons pu situer entre 1964 et 1966. Cette différence peut s'expliquer par la difficulté à identifier les laminations à la base de la séquence. Il est possible que certaines lamines claires n'aient pas été détectées. Cette différence pourrait aussi s'expliquer par une perturbation des sédiments à la base de la séquence du fait d'une profondeur d'eau relativement faible permettant encore au bétail de bioturber les sédiments par piétinement.

Par ailleurs, nous avons noté que l'épaisseur des lamines sombre devient plus importante dans la partie supérieure de la carotte à partir de 85 cm de profondeur. Ceci concernerait 22 doublets (figure 4.23). En appliquant le modèle d'âge proposé, l'apparition de lamines sombres plus épaisses correspondrait à l'année 1987.

D'après le modèle de fonctionnement que nous proposons, l'épaisseur totale d'un doublet dépendrait en premier lieu du nombre de pluies ruisselantes sur le bassin versant et de l'intensité de l'érosion. Nous avons vu que la plupart des études (Le Barbé et Lebel, 1997 ; D'Amato et Lebel, 1998 ; Le Barbé *et al.*, 2002 ; L'Hôte *et al.*, 2002 ; Lebel *et al.*, 2003 ; Lebel et Ali., 2009) s'accordent à dire que le nombre des pluies de forte intensité a plutôt diminué entre la période humide antérieure à 1969 et la période plus sèche actuelle. Ceci suggère donc que c'est plutôt l'aptitude à ruisseler du bassin qui a augmenté. Ceci est en effet parfaitement conforme avec l'évolution des états de surface que nous avons pu reconstituer pour la zone d'étude (chapitre II) avec une extension des zones encroûtées entre 1975 et 2009. Cependant, la date obtenue pour cette augmentation de l'aptitude au ruissellement du bassin versant n'est pas anodine : 1987 est située juste après la plus intense sécheresse enregistrée au Sahel. Cette sécheresse reconnue pour avoir décimé les arbres de la région aurait donc pu aussi déclencher le phénomène d'encroûtement des sols, en particulier des sols cultivés selon le processus que nous avons décrit au chapitre I (Abdourhamane *et al.*, 2010) : très faible production de mil, donc quasi-absence de résidus de culture qui auraient de plus été récoltés par la population. Les sols cultivés n'auraient donc plus été protégés et une intense érosion éolienne aurait ainsi pu se produire, enclenchant le phénomène d'encroûtement des terres marginales. Ce scénario fait donc intervenir une étroite interaction entre activité humaine et événement climatique majeur qui agit comme facteur déclenchant d'un intense processus d'érosion des sols à la fois par érosion éolienne puis par érosion hydrique.

V. Conclusions générales et perspectives

V. 1. Conclusions générales

Les écosystèmes sahéliens, et tout particulièrement ceux qui se développent sur des sols sableux, **soumis intensément aux contraintes climatiques et anthropiques**. Par exemple Casenave et Valentin (1989) décrivent leur réponse, en termes d'évolution de l'encroûtement des sols, aux sécheresses intenses du début des années 80. L'équilibre très dynamique de ces milieux avec le climat est bien sûr totalement modifié par les activités humaines et tout particulièrement par la mise en culture de ces sols. Dans cette zone semi-aride c'est à la fois l'érosion éolienne et l'érosion hydrique qui modèlent les sols et posent des problèmes environnementaux majeurs en mettant en péril l'exploitation durable des ressources en terre. Nous avons donc décidé de mettre l'accent dans ce travail essentiellement sur l'érosion éolienne, tout au moins pour la phase expérimentale. Notre stratégie d'étude a consisté à installer différents dispositifs de mesure des flux éoliens (flux horizontaux de saltation et flux verticaux de dépôt de poussière) dans des milieux fortement anthropisés afin de comprendre et de quantifier leur fonctionnement actuel. Nous avons ensuite utilisé ces résultats pour interpréter l'évolution récente de petits bassins versants sahéliens telle que nous avons pu la reconstituer à partir d'enquêtes, de cartographie de terrain et d'analyses d'images anciennes. Ces bassins versants ont été choisis parce qu'ils alimentent des lacs permanents qui enregistrent les flux sédimentaires, témoins du fonctionnement actuel et récent des surfaces sahélienne. A partir de l'étude détaillée de ces sédiments et en nous appuyant sur les connaissances acquises dans les autres volets de ce travail, nous avons pu proposer un modèle de fonctionnement expliquant l'évolution de la dynamique sédimentaire de ces milieux fortement anthropisés dans le contexte climatique changeant du Sahel.

Cette thèse s'inscrit ainsi, d'un point de vue plus globale dans le programme de recherche AMMA (Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine) dont l'objectif est de mieux comprendre le fonctionnement de la mousson africaine en relation avec le climat global. Elle est aussi au cœur du projet CORUS 2 «impact de la pression anthropique et du changement global sur les flux sédimentaires en zone sahélienne : rôle et évolution de la dynamique éolienne et des aérosols terrigènes».

Les principaux résultats obtenus concernent donc d'abord la meilleure connaissance des flux d'érosion éolienne sur les champs cultivés en milieu paysan, champs qui occupent maintenant l'essentiel des surfaces sableuses du Sud-Ouest du Niger.

- Pendant l'essentiel de la période d'érosion, la végétation des champs est sous forme de résidus de culture. Ils atteignent une couverture maximale (12 % soit environ 800 kg.ha⁻¹) après le défrichage qui intervient en général entre décembre et janvier. Cette couverture est dynamique. Elle est marquée par une diminution exponentielle particulièrement importante au cours du premier mois après le défrichage. Quatre mois plus tard, elle atteint à peine 2 % soit 100 kg.ha⁻¹.
- L'effet de ces résidus sur les flux éoliens est lié à la rugosité géométrique qu'ils développent et qui se traduit par la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) paramètre clef contrôlant l'érosion éolienne. Celle-ci a varié entre 10⁻³ m et 10⁻² m dépassant ainsi de plus d'un ordre de grandeur la valeur de Z_0 sur les surfaces nues qui a oscillé entre 10⁻⁴ m et 10⁻⁵ m. A partir du défrichage, le Z_0 baisse à la surface des champs jusqu'au milieu de la saison des pluies (fin juillet, début août). Un seuil critique de taux de recouvrement par les résidus de culture a été mis en évidence : 2 % soit 100 kg.ha⁻¹. En dessous de ce seuil, la rugosité de la surface des champs baisse de façon rapide de plus d'un ordre de grandeur pour atteindre des valeurs de l'ordre de 10⁻⁴ m typiques de surfaces extrêmement sensibles à l'érosion éolienne. En accord avec la dynamique de l'évolution des résidus de culture, pour éviter de dépasser ce seuil critique la surface des champs devrait présenter un taux de recouvrement d'au moins 12 % soit environ 800 kg.ha⁻¹ de résidus de culture après le défrichage des champs s'il est pratiqué en janvier.
- L'impact de la rugosité développée par les résidus de culture sur l'érodibilité des sols a été vérifié avec la détermination de la vitesse seuil d'érosion (mesurée à 2,5 m de hauteur). Celle-ci est stable tout au long de l'année sur les deux types de surfaces que nous avons étudiées: nue (PA) et cultivée (PB). Elle est respectivement de 5,8 m.s⁻¹ (+0,3 m.s⁻¹) et 7,3 m.s⁻¹ (+0,2 m.s⁻¹) en moyenne. Du fait de la diminution au cours de la saison de la rugosité aérodynamique sur les parcelles cultivées cela conduit à des vitesses de friction seuil qui diminuent de 0.46 m.s⁻¹ à 0.36 m.s⁻¹.
- Ces caractéristiques de surface des champs, couplées aux paramètres dynamiques du vent, expliquent la saisonnalité des flux éoliens que nous avons mesurée chaque

années sur les surfaces cultivées et qui apparaît comme caractéristique du Sahel : une période d'érosion intense de mai à mi-juillet qui correspond au début de la saison des pluies. C'est durant cette période que 90% des flux ont été enregistrés sur les surfaces cultivées avec une moyenne sur les 3 dernières années de mesure de $3.89 \text{ kg.m}^{-1} \text{ j}^{-1}$. Malgré les fortes vitesses de vent qui caractérisent cette période et les faibles taux de résidus de culture, ceux-ci suffisent à réduire les flux d'érosion de plus de 3 fois par rapport à une surface totalement nue. Il a été mis en évidence aussi que l'arrêt de l'érosion à l'issue de cette période n'est pas lié au développement de la végétation, mais serait plutôt dû à des phénomènes météorologiques. Il s'agit notamment de la diminution du nombre d'événements érosifs, la baisse de la durée et de la vitesse des vents érosifs. Pendant la saison sèche, les résidus de culture ont par ailleurs empêché toute érosion sur les surfaces cultivées. Ainsi le cumul de flux de saltation que nous avons mesuré entre avril 2006 et décembre 2008, a atteint environ 3800 kg.m^{-1} sur une surface nue tandis qu'il n'était que d'environ 900 kg.m^{-1} sur la surface cultivée traditionnellement, soit des flux 4 fois plus faibles.

- Quel que soit le type de surface, nue ou cultivée traditionnellement, les bilans de masse ont été presque exclusivement négatifs. Sur les surfaces cultivées, près de 100 % des pertes ont été enregistrées au début de la saison des pluies (de mai à mi-juillet) et sont liées à quelques événements érosifs typiques : les lignes de grains. Les bilans d'érosion ont par ailleurs présenté une forte variabilité interannuelle liée essentiellement au régime des vitesses de vents. Les résidus de culture permettent de diminuer considérablement les pertes en terre. En augmentant le seuil d'érosion, ils rendent les pertes en terre quasi négligeables par rapport aux surfaces nues pour des vents de moins de $13,5 \text{ m.s}^{-1}$ (45 fois plus faible en moyenne). Au-delà de cette vitesse assez exceptionnelle, les pertes restent 4 fois plus faibles en moyenne par rapport aux surfaces nues. Pour ce dernier type de surface, l'érosion se produit aussi en saison sèche confirmant ainsi que la perte de sédiments peut se produire durant l'harmattan si la rugosité de surface est abaissée. Ainsi, entre avril 2006 et décembre 2007, des pertes cumulées de 267 t.ha^{-1} ont été mesurées sur la surface nue contre 36 t.ha^{-1} sur la surface cultivée. La présence de résidus de culture a ainsi permis de maintenir plus de 230 t.ha^{-1} de sédiments, principalement de la surface du sol, toujours plus riche en nutriments associés à la matière organique.
- Les pertes en terres sur les surfaces non protégées par les résidus de culture ont conduit à un encroûtement quasi-généralisé de la surface dont l'origine est bien

l'érosion éolienne puisqu'en l'absence de pente sur la parcelle étudiée, il n'y a pas eu d'érosion hydrique.

Ces résultats nous ont donné des clefs pour comprendre l'évolution des environnements de la région de Niamey dont les principales étapes sont résumées ci-dessous. En effet, notre étude d'un ensemble de terroirs, autour de Saga Gorou, maintenant situé en limite est de la ville de Niamey, a confirmé que ceux-ci ont fortement été modifiés au cours du dernier siècle.

- La première étape de ces modifications que nous avons pu identifier est la création de plusieurs villages. Dans cette zone où aucune implantation humaine permanente n'existait, 8 villages ont été fondés vers le début du vingtième siècle. L'installation de ces villages a été le précurseur des perturbations environnementales qui ont été accentuées par la forte croissance démographique des années postérieures à 1960 combinée aux effets des différentes sécheresses.
- Dès 1975, l'étude des photographies aériennes a montré la disparition totale de la savane arborée naturelle qui occupait plus de la moitié de la surface des versants sableux en 1950. Cette disparition de la végétation s'est faite au profit des surfaces cultivées qui occupaient la presque totalité des versants en 1975 soit une augmentation de plus 300 % relativement à la situation de 1950.
- Par ailleurs, entre 1950 et 2009, on a assisté à un abandon progressif de la pratique de la jachère : les surfaces occupées par celles-ci sont passées de 7 à 5 puis à 1 % respectivement en 1950, 1975 et 2009. La baisse drastique de la couverture végétale naturelle concerne aussi les plateaux où la brousse tigrée a disparu entre 1950 et 2009. Enfin, entre 1975 et 2009, l'emprise des surfaces cultivées a diminué de près de 1/3 au profit des croûtes d'érosion impropres à l'agriculture.
- Parallèlement on observe une complexification et une augmentation du réseau de ravines qui traduit une augmentation du ruissellement. Cette augmentation du ruissellement est connue pour être à l'origine de la remontée de la nappe phréatique dans toute la zone endoréique du bassin des Iullemeden à l'Est de Niamey. Cette remontée de la nappe est facilement détectable dans notre zone d'étude par l'apparition de lacs permanents (lacs Bangou Bi et Bangou Kirey) qui signent l'affleurement de cette nappe à la faveur des points bas de la topographie. Cette

remontée de la nappe a permis la création de zones de maraîchage irriguées qui alimentent la ville de Niamey.

Quels mécanismes peuvent expliquer cette évolution ? Tout porte à croire que l'érosion éolienne joue un rôle clef dans cette évolution initiée par la mise en culture et accentuée par les crises climatiques majeures. Nous proposons le scénario suivant :

- La première étape est la mise en culture progressive de l'ensemble des versants sableux dont les terres de haut-versant les plus marginales.
- Cette mise en culture des sols permet l'apparition de l'érosion éolienne, qui est négligeable sur les jachères et sans doute totalement nulle dans les zones de savane arborée naturelle. Cette érosion qui induit la perte de nutriments de la surface des champs **pourrait expliquer** en partie la baisse des rendements agricoles observée depuis plusieurs décennies par les agriculteurs. Les zones les moins productives qui présenteront donc le plus faible taux de recouvrement par les résidus de culture s'érodent beaucoup plus intensément.
- Lorsqu'une crise climatique de l'ampleur de la sécheresse de 1984/1985 se produit, la production des champs est quasi nulle et les quelques tiges de mils produites sont collectées. La surface des champs n'est donc plus protégée par les résidus de culture et une phase majeure d'érosion éolienne peut se produire. Cette phase d'érosion initie un encroûtement de la surface des sols, tout particulièrement dans les zones marginales.
- Le ruissellement, sans doute déjà fort sur les plateaux suite à la diminution de la brousse tigrée augmente encore et s'accompagne d'une forte érosion hydrique des sols sur les zones encroûtées et pentues des versants et dans les ravines.

Comment ce scénario se traduit-il dans les enregistrements sédimentaires des lacs apparus à la faveur de la remontée de la nappe au milieu des années 1960, en particulier dans le lac de Bangou Kirey dont nous avons démontré qu'il était à la fois alimenté par le ruissellement de surface drainé par un vaste réseau de ravine et par la remontée de la nappe phréatique ?

- Les mesures de flux de dépôts d'origine éolienne ont montré que ceux-ci étaient à 70% constitués de sédiments érodés localement pour seulement 30 % de poussières d'origine lointaine, désertique. Ils ont également montré que ces flux pouvaient être

considérés comme négligeables (environ $700 \mu\text{m.an}^{-1}$) au regard des taux globaux de sédimentation calculés dans les lacs (d'au moins 2 cm.an^{-1}). C'est donc avant tout les flux liés à l'érosion hydrique qui apportent les sédiments à ce lac.

- Les eaux de Bangou Kirey ont une concentration de base en MES d'environ 1 g/l. Cette concentration amorce une augmentation au début de la saison des pluies (mai) avec l'arrivée de nouveaux flux sédimentaires pour atteindre son maximum en juillet soit environ 2 g/l puis baisse par dilution due aux apports d'eau non chargée en sédiments par la nappe phréatique.
- Les analyses environnementales et climatiques de la séquence sédimentaire BK08-02 carottée au fond de Bangou Kirey ont montré que ce sédiment essentiellement argileux est rythmé par une répétition de doublets de lamines : claires et sombres. La lamine sombre est composite. Elle est formée par de deux principaux types de couches : 1) des couches homogènes correspondant à une décantation des particules les plus fines. Ces couches contiennent parfois des alignements de quartz très probablement d'origine éolienne ; 2) des micro-lamines granodécroissantes qui indiquent des apports événementiels de sédiments présentant un plus large spectre granulométrique qui sédimentent donc classiquement des plus grosses aux plus fines particules. La lamine claire est composée d'une seule couche clairement granodécroissante. Cette lamine, vu sa puissance serait liée à la première grosse pluie de la saison qui entraîne toutes les particules mobilisées au cours de la saison sèche à la surface du bassin versant (par le piétinement, l'érosion éolienne etc.). En effet, la première pluie de la saison est toujours très chargée en sédiment. Cette hypothèse de fonctionnement fournirait ainsi un modèle d'âge pour la carotte : chaque doublet lamine claire/lamine sombre correspondrait à une année.
- En appliquant ce modèle d'âge, on arrive à un début de mise en place de ce type de sédimentation au début des années 1970. Ceci est cohérent avec la date estimée de mise en eau permanente du lac à partir des photos aériennes et des enquêtes. La base de la séquence qui n'est pas laminée pourrait correspondre à des sédiments bioturbés par le piétinement du bétail dans un fond de mare temporaire ou avec une lame d'eau peu épaisse.
- Par ailleurs on note une rupture dans la sédimentation à partir de la côte 85 cm. Les 22 lamines claires de la partie sommitale de l'enregistrement sont plus épaisses que dans la partie inférieure de la séquence. Ceci signifierait que dans la deuxième partie des

années 80, après la grande sécheresse, les apports de sédiments à la mare ont été plus importants. Ceci s'expliquerait par le développement des croûtes d'érosion en haut de versant, zones source majeure de ruissellement et de sédiments fins.

V.2. Perspectives

Ce travail de thèse a concerné des domaines d'étude variés, depuis la mesure directe de la dynamique éolienne actuelle jusqu'à l'analyse de carottes sédimentaires en passant par l'étude de l'évolution des états de surface sur de petits bassins versants. Ces champs de recherche ouvrent de nombreuses perspectives scientifiques à court ou plus long terme, à la fois d'un point de vue fondamental ou plus appliqué.

Dans un premier temps, il est clairement nécessaire d'asseoir sur des bases plus sûres les propositions d'interprétation de la carotte sédimentaire de Bangou Kirey, en particulier en ce qui concerne le modèle d'annualité des doublets « lamine claire / lamine sombre ». Un certain nombre d'analyses visant à valider ce modèle sont déjà en cours, mais n'ont pas pu être finalisées dans ce travail. Il s'agit en particulier d'une étude palynologique pour rechercher des flux de pollen permettant de confirmer le cycle annuel des lamines, mais aussi d'étude granulométrique des dépôts éoliens. Par ailleurs nous souhaiterions aussi tenter une analyse plus fine, au microscope électronique à balayage, sur les lames minces déjà réalisées pour rechercher un éventuel signal des apports éoliens de saison sèche.

A plus long terme, il reste encore une carotte, prélevée dans le lac de Bangou Bi, qui ne présente pas de laminations très marquées, mais qu'il serait intéressant d'étudier de façon détaillée pour la comparer avec la carotte de Bangou Kirey étant donnée la grande différence de fonctionnement des deux lacs que nous avons pu mettre en évidence.

La recherche d'autres séries d'enregistrements sédimentaires dans des milieux de sédimentations différents ou dans d'autres zones géographiques serait également d'un grand intérêt pour reconstituer les évolutions récentes voire plus ancienne des milieux sahéliens.

En ce qui concerne l'érosion éolienne, nous disposons maintenant d'une longue série de mesures des flux en milieu cultivé, en particulier des flux de saltation. Ces séries de données mériteraient d'être valorisées pour contraindre des modèles d'érosion et en particulier le modèle d'érosion développé depuis de nombreuses années au LISA (Marticorena et

Bergametti 1995, Alfaro et Gomes, 2001). Un des points clefs de ce modèle est le calcul de la distribution granulométrique des particules en saltation en fonction de l'intensité de l'érosion. Les très nombreux prélèvements disponibles peuvent permettre ce type d'étude. Des analyses granulométriques sont déjà prévues sur les prélèvements réalisés aux cours des principaux événements étudiés dans la thèse de Sow (2009).

D'un point de vue plus appliqué, les mesures réalisées sur l'érosion éolienne dans la présente étude ont montré l'importance fondamentale de la gestion des résidus de culture dans les bilans de masse et l'érodibilité des sols. Cependant, dans le contexte actuel de baisse des rendements et de forts prélèvements par le bétail on peut s'attendre à ce que le taux de couverture par les résidus de culture continue de baisser et dépasse le seuil de 2% que nous avons mis en évidence. Il serait donc important d'évaluer l'effet d'un défrichage tardif de la surface des champs. Une telle pratique permettrait en effet de maintenir plus de résidus de culture à la surface des champs et donc d'accroître la rugosité de surface au moment où les vents sont les plus violents. Cependant, une question sous-jacente à cette pratique est assurément de connaître son effet sur l'incorporation de la matière organique apportée par les résidus de culture dans les sols. Il faut noter que plus à l'Est de Niamey, dans la région de Maradi, les résidus de culture sont très souvent collectés à la fin de la saison des pluies et stockés sous forme de meules dans les champs. Une telle pratique mériterait d'être étudiée en détail afin de valider, dans un autre contexte géographique et pédologique, les conclusions que nous avons obtenues dans ce travail.

Enfin, nous avons testé dans la parcelle nue (PA) l'installation de bandes enherbées pour lutter contre l'érosion éolienne. Les données obtenues dans cette expérience doivent encore être exploitées afin de voir si ce type d'ouvrage présente un intérêt ou non. D'une façon plus générale les méthodes que nous nous sommes appropriées au cours de cette thèse pourraient permettre de tester à plus large échelle les nombreux aménagements de conservation des sols, réalisés au Niger et dont l'efficacité est rarement étudiée.

Enfin, si beaucoup de données sont maintenant disponibles dans la zone cultivée, il serait très intéressant d'effectuer des mesures comparables dans la zone pastorale, en particulier à l'Est du Niger. Une comparaison entre le fonctionnement de la zone cultivée et de la zone pastorale a d'ailleurs été proposée par Tidjani (2010) dans le cadre de la jeune équipe associée à l'IRD (JEA) qui commence cette année. Ce projet paraît un cadre idéal pour continuer de travailler dans le domaine de l'érosion éolienne au Niger, en collaboration avec l'IRD.

Références bibliographiques

- Abdourhamane Touré, A., Guillon, R., Garba, Z., Rajot, J.L., Petit, C., Bichet, V., Durand, A., Sebag, D., 2011. Sahelian landscape evolution during the six last decades in the Niamey vicinity: from the bush disappearing to the soil crusting. *Pangea*
- Albergel, J., 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso; du m² au km², étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution. Ph.D. Thesis, Université Paris 6, Editions de l'Orstom, 1988, 330 p.
- Albergel, J., Diatta, M., Pépin, Y., 2000. Aménagement hydraulique et bocage dans le bassin arachidier du Sénégal. In: Floret, C., Pontanier, R. (Eds.), La jachère en Afrique tropicale: Rôles, Aménagement, Alternatives. Actes du Séminaire international. Dakar 13–16 Avril 1999. Editions John Libbey Eurotext, Montrouge, France, pp. 741–750.
- Alfaro, S.C., Gomes, L., 2001. Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol distributions in source areas, J. Geophys. Res., 106, 18,075-18,084.
- Ama-Salah, I., 1991. Pétrographie et relations structurales des formations métavolcaniques et sédimentaires du birimien du Niger occidental, problème de l'accrétion crustale au Protérozoïque inférieur. Thèse. Université d'Orléans 231p.
- Amani, A., Lebel, T., Rousselle, J., Taupin, J.D., 1996. Typology of rainfall fields to improve rainfall estimation in the Sahel by the area threshold method. Water Resour. Res., 32, 2473-2488.
- Ambouta, J.M.K., Valentin, C., Laverdiere, M.R., 1996. Jachère et croûte d'érosion au Sahel. Sécheresse, 7: 269–275.
- Andersen, I., Dione, O., Jarosewich-Holder, M., Olivry, J.C., 2005. The Niger River Basin: a vision for sustainable management. In: Golitzen, K.G. (Ed.), Directions in Development. The World Bank, Washington DC, USA. 145 p.
- Andreae, M.O., 1996. Raising dust in the greenhouse. Nature, 380, 389-390.
- Bagnold, R.A., 1941. The Physics of Blown Sand and Desert Dunes. Methuen, London, pp 265.

- Bahr, A., Lamy, F., Arz, H., Kuhlmann, H., Wefer, G., 2005. Late glacial to Holocene climate and sedimentation history in the NW Black Sea. *Quat. Res.*, 214: 309–322.
- Balsam, W.L. and Deaton, B.C., 1991. Sediment dispersal in the Atlantic Ocean: evaluation by visible light spectra. *Reviews in Aquatic Sciences*, 4, 411-447.
- Balsam, W.L., Deaton, B.C., Damuth, J.E., 1999. Evaluating optical lightness as a proxy for carbonate content in marine sediment cores. *Mar. Geol.*, 161 : 141-153.
- Banoin, M., Guengant, J. P., 1999. Les systèmes agraires traditionnels nigériens dans l'impasse face à la démographie in *Jachères et systèmes agraires*, Eds. Floret C., Pontanier R., CORAF/Union Européenne, Dakar, pp. 1-14.
- Bargel, G., Grimm, I., Haas, J., Harder, I., Noli, M., Schwarzmeier, R. and Strunden, G., 1990. Desertifikationsbekämpfung und soziale Organisation - Möglichkeiten und Grenzen der Implementierung technischer Maßnahmen zum Erosionsschutz im Niger. Schriftenreihe des Fachbereichs Internationale Agrarentwicklung, Nr. 133, Technische Universität Berlin. In Michels, K., Sivakumar, M.V.K., Allison, B.E., 1995b. Wind erosion control using crop residue II. Effects on soil flux and soil properties. *Field Crops Research.*, 40 : 111-118.
- Bationo, A., Wani, S., Biielders, C.L., Vlek, P.L.G., Mkwunye, A.U., 2000. Crop residue and fertilizer management to improve soil organic carbon content, soil quality and productivity in the Desert Margins of West Africa. In : Lal R, Kimble J.M., and Stewart B.A., (eds), *Global climate and tropical ecosystems*. Boca Raton (USA): CRC Press, pp 117 – 45.
- Bergametti, G., Remoulaki E., Losno R., Steiner F., Chatenet B., Buat-Ménard P., 1992. Source, transport and deposition of atmospheric phosphorus over the northwestern mediterranean. *J. Atmos. Chem.*, 14 : 501-513.
- Biielders, C.L., Michels, K., Rajot, J.L., 2000. On-farm evaluation of ridging and residue management practices to reduce wind erosion in Niger. *Soil Science Society of America Journal*, 64: 1776-1785.
- Biielders, C.L., Rajot, J.R., Amadou, M., 2002. Transport of soil and nutrients by wind in bush fallow land and traditionally managed cultivated fields in the Sahel. *Geoderma*, 109: 19-39.
- Biielders, C.L., Rajot, J.R., Karlheinz, M., 2004. L'érosion éolienne dans le Sahel nigérien : influence des pratiques culturelles actuelles et méthodes de lutte. *Sécheresse*, 15: 19-32.

- Biielders, C., Vrieling, A., Rajot, J.L., Skidmore, E., 2001. On-farm evaluation of field scale soil losses by wind erosion under traditional management in the Sahel. *Proceedings of International Soil Erosion Symposium – ASAE – Honolulu* 1-5 janvier 2001, pp 494-497.
- Bloemendal, J., deMenocal, P.B., 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, 342: 897–900.
- Blumberg, D.G., Greeley, R., 1993. Field studies of aerodynamic roughness length. *Journal of Arid Environment*, 25: 39-48.
- Böning, P., Bard, E., Rose, J., 2007. Toward direct, micron-scale XRF elemental maps and quantitative profiles of wet marine sediments. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 8., doi:10.1029/2006GC001480.
- Boudouresque, L., Dubois, D., Lang, J., Trichet, J., 1982. Contribution à la stratigraphie et à la paléogéographie de la bordure occidentale du bassin des Iullemmeden au Crétacé supérieur et au Cénozoïque (Niger et Mali, Afrique de l'ouest). *Bull. Soc. Géol. France*, 4: 685-695.
- Bouma AH, 1969. *Methods for the study of sedimentary structures*. Wiley, New York, 458p
- Bozzano, G., Kuhlmann, H., Alonso, B., 2002. Storminess control over African dust input to the Moroccan Atlantic margin (NWAfrica) at the time of maxima boreal summer insolation: a record of the last 220 kyr. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 183: 155–168.
- Bryan, 2004. Gully-scale implications of rill network and confluence processes. In: Li, Y., Poesen, J., Valentin, C. (Eds.), *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, 73–95.
- Buerkert, B., Allison, BE., Von Oppen, M., 1996. Wind erosion in Niger. Implications and control measures in millet-based farming system. Dordrecht (The Netherlands): Kluwer Academic Publ, 40: 101-110
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 2007. Elemental proxies for palaeoclimatic and palaeoceanographic variability in marine sediments: interpretation and application. In: Hillaire, C., de Vernal, A. (Eds.), *Proxies in Late Cenozoic Paleoclimatology*. *Developments in Quaternary Research*, vol. 1. Elsevier Science, Amsterdam, 567–644.

- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J.L., 2010. La mousson africaine sous influence de l'Atlantique. *La Recherche*, 440 : 56-58.
- Cappelaere, C., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.-P., Le Breton, E., Boubkraoui, S., Bouzou Moussa, I. et al., 2009. The AMMA Catch observing system in the cultivated Sahel of South West Niger- Strategy, Implementation and Site conditions. *Journal of Hydrology*, 375(1-2): 34-51
- Carton, I.A., Cao, X., Ciese, B.S., da Silva, A.M., 1996. Decadal and interannual SST variability in the tropical Atlantic, *J. Phys. Oceanogr.*, 26 : 1165-1175.
- Casenave, A., Valentin, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne Influence sur l'infiltration. Collection didactiques. Paris. Orstom éditions, 229 p.
- CEDEAO/CILSS, 1999. Programme d'action sous régional de lutte contre la désertification en Afrique de l'Ouest et au Tchad, CEDEAO/CILSS. 89p.
- Chamard, Ph.C., Courel, M.F., 1999. La forêt sahélienne menacée. *Sécheresse*, 10: 11-18.
- Chang, P., Li, J., Li, H., 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. *Nature*, 385: 516–518.
- Chapman, M.R., Shackleton, N.J., 1998. Millennial-scale fluctuations in North Atlantic heat flux during the last 150000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 159: 57– 70.
- Chepil, W.S., 1945. Dynamics of wind erosion: II. Initiation of soil movement. *Soil Sci.*, 60: 397-411.
- Chepil, W.S., 1951, Properties of soil which influence wind erosion: IV. State of dry aggregate structure. *Soil Sci.*, 72, 387-401.
- Chepil, W.S., 1965. Transport of soil and snow by wind. *Meteorol. Monogr.*, 6: 123-132.
- Chepil, W.S., Woodruff, N.P., 1963. The Physics of Wind Erosion and its Control, *Adv. Agron.*, 15: 210-302.
- Chester, R., and Johnson, L.R., 1971. Atmospheric dust collected off the West African coast. *Nature*, 229: 105-107.
- Chou, C., Formenti, P., Maille, M., Ausset, P., Helas, G., Harrison, M., Osborne, S., 2008. Size distribution, shape, and composition of mineral dust aerosols collected during the African Monsoon multidisciplinary analysis special observation period 0: dust and

- biomass burning experiment field campaign in Niger, January 2006, *J. Geophys. Res.*, 113, D00C10, doi:10.1029/2008jd009897..
- Collinet, J., Valentin, C., 1985. Evaluation of factors influencing water erosion in West Africa using rainfall simulation. *Challenges in African Hydrology and Water Resources. IAHS Publication*, 144: 451–461.
- Colman, A., Davey, M., Harisson, M., Richardson, D., 1996. Multiple regression and discriminant analysis predictions of July-August-September 1996 rainfall in the Sahel and other tropical North African regions. *Exp. Long-lead Forecast Bull*, 5 : 26-28.
- Cornet, A., 2002. La désertification à la croisée de l'environnement : un problème qui nous concerne, *Sommet Mondial du Développement Durable, quels enjeux ? Quelle contribution des scientifiques ? Johannesburg*, 93-130.
- Coudé-Gaussen, G., 1984. Le cycle des poussières éoliennes désertiques actuelles et la sédimentation des loess péri-désertiques quaternaires. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, 8: 167-182.
- Cour, J.M., 2001. The Sahel in west Africa: countries in transition to a full market economy. *Global environmental change*, 11: 31-47.
- Croudace, I.W., Rindby, A., Rothwell, R.G., 2006. ITRAX: description and evaluation of a new multi-function X-ray core scanner. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis. Special Publication*, 267. Geological Society, London, pp. 51–63.
- Daba, S., 2003. An investigation of the physical and socioeconomic determinants of soil erosion in the Hararghe highlands, eastern Ethiopia. *Land Degradation and Development*, 14: 69–81.
- D'Amato, N., Lebel, T., 1998. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *International Journal of Climatology*, 18: 955-974.
- De Vente, J., Poesen, J., Verstraeten, G., 2005. The application of semi-quantitative methods and reservoir sedimentation rates for the prediction of basin sediment yield in Spain. *Journal of Hydrology*, 305: 63–86.
- deMenocal, P.B., 1995. Plio-Pleistocene African climate. *Science*, 270 : 53–59.

- Descloitres, M., Ribolzi, O., le Troquer, Y., 2003. Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time lapse resistivity mapping. *Catena*, 53: 229–253.
- Desconnets, J.C., Taupin, J.D., Lebel, T., Leduc, C., 1997. Hydrology of the Hapex-Sahel Central super-site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189: 155–178.
- Descroix, L., Mahé G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J-C., Albergel, J., Amogu, O., Cappelaere, B., Dessouassi, R., Diedhiou, A., Le Breton, E., Mamadou, I., Sighomnou, D., 2009a. Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology*, 375 : 90–102.
- Descroix, L., Mamadou, I., Moussa, M.A., Bachir, A., Moussa, I.B., Le Breton, E., 2009b. Etat des lieux et proposition de restauration des sols sur le BV de Tondi Kiboro à titre expérimental. Colloque International de Port-au-Prince (Haïti), 19 - 24 octobre 2009, 8p.
- Dinarès-Turell, J., Hoogakker, B.A.A., Roberts, A.P., Rohling, E.J., Sagnotti, L., 2003. Quaternary climatic control of biogenic magnetite production and eolian dust input in cores from the Mediterranean Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 190 : 195–209.
- Dione, O., 1995. Déficit pluviométrique et variation de l'écoulement dans le Sahel occidental. *Revue de la Géographie de Lyon*, 70 : 199-203.
- Diouf, A., Lambin, E.F., 2001. Monitoring land-cover changes in semi-arid regions: remote sensing data and field observations in the Ferlo, Senegal. *Journal of Arid Environments*, 48: 129–148.
- Drees, L.R., Manu, A., Wilding, L.P., 1993. Characteristics of aeolian dusts in Niger, West Africa. *Geoderma*, 59 : 213-233.
- Dubois, D., 1979. Etude géologique de formations oolithiques ferrugineuses du bassin des Iullemmeden (Rép. Niger). Thèse 3è cycle, Niamey et Orléans, 123 p.
- Dubois, D., Icole, M., Trichet, J., 1984. Evolution géomorphologique de la vallée du Niger aux abords de Niamey (République du Niger). *Bull. Soc. Géol. de France XXVI*, 6 : 1305-1318.
- Duce, R.A., Liss, P.S., Merrill, J.T., Atlas, E.L., Buat-Ménard, P., Hicks, B.B., Miller, J.M., Prospero, J.M., Arimoto, R., Church, T.M., Ellis, W., Galloway, J.N., Hansen, L.,

- Jickells, T.D., Knap, A.H., Reinhardt, K.H., Schneider, B., Soudine, A., Tokos, J.J., Tsunogai, S., Wollast R., Zhou, M., 1991. The atmospheric input of trace species to the World Ocean, Global. *Global Biogeochem. Cycle*, 5: 193-260.
- Duley, F .L., 1939. Surface factors affecting the rate of intake of water by soils. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 4 : 60-64.
- Durand, A., 1995. Sédiments Quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). *Africa Geoscience Review*, 2, 3/4 : 323-614.
- Eitel, B., Eberle, J., Kuhn, R., 2002. Holocene environmental change in the Otjiwarongo thornbush savanna (northern Namibia), evidence from soils and sediments. *Catena*, 47 (1) : 43– 62.
- FAO, 1998. FAOSTATS-statistics Database. <http://apps.fao.org>
- Favreau, G., 2000. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel: dynamique et géochimie de la dépression piézométrique du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). PhD thesis, Université de Paris XI, France.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Vouillamoz, J.M., Seguis, L., Leduc, C., 2009. Land clearing, climate variability and water resources increase in semiarid southwest Niger: a review. *Water Resour. Res.*, 45, W00A16. doi:10.1029/2007WR006785.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Guero, A., 2002. A rising piezometric depression in the Sahel (southwestern Niger). *Comptes Rendus Geoscience*, 334: 395–401.
- Fécan, F., Marticorena, B., Bergametti, G., 1999. Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Ann. Geophys.*, 17: 149-157.
- Folk, R.L. 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.
- Fontaine, B., Trzaska, S., Janicot, S., 1998. Evolution of the relationship between near global and Atlantic SST modes and the rainy season in West Africa: statistical analyses and sensitivity experiments, *Climate Dynamics*, 14: 353-368.
- Frappart, F., Mougin, E., Guichard, F., Kergoat, L., Hiernaux, P., Arjounin, M., Lavenu, F., Lebel, T., 2009. Rainfall regime over the Sahelian climate gradient in the Gourma. *J. Hydrol*, 375 (1–2): 128–142.

- Fryrear, D.W., 1986. A field dust sampler. *J. Soil Water Conserv*, 41: 117-120.
- Fryrear, D.W., Stout, J.E., Hagen, L.J., Vories, E.D., 1991. Erosion field measurement and analysis. *Transactions of the ASAE*, 34 : 155-160.
- Gado, B.A., 1992. Concepts traditionnels sur les sécheresses, famines et épidémies du Sahel, *Sécheresse*, 3 (4), : 243-250.
- Ganor, E., 1994. The frequency Saharan dust episodes over Tel Aviv, Israel. *Atmospheric Environment*, 28: 2867-2871.
- Gasse, F., 2006. Climate and Hydrological changes in tropical Africa during the past million years. *C.R. Palevol*, 5 (1-2): 35-43.
- Gavaud, M., 1977. Les grands traits de la pédogenèse au Niger méridional. *Travaux et documents de l'ORSTOM*, 76. ORSTOM, Paris, 102 pp.
- Geiger, S.C, Manu, A., Bationo, A., 1992. Changes in a sandy Sahelian soil following crop residue and fertilizer additions. *Soil Science Society of America Journal*, 56: 172-177
- Giannini, A., Saravanan, R., Chang, P., 2003. Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, 302: 1027–1030.
- Gillette, D.A., 1974. On the production of soil wind erosion aerosols having the potential for long range transport. *J. Rech. Atm*, 8: 735-744.
- Gillette, D.A., 1979. Environmental factors affecting dust emission by wind erosion. In *C Morales Saharan dust*, John Wiley, New York: 71-94.
- Gillette, D.A., Blifford Jr, I.H. Fenster, C.R., 1972. Measurements of aerosol size distribution and vertical fluxes of aerosols on land subject to wind erosion. *J. Appl. Meteorol*, 11: 977-987.
- Gillette, D.A., Fryrear, D.W., Ley, T. Cahill, T., Gill, T., Gearhart, E., 1995. Ratio of vertical flux of PM10 to total horizontal mass flux of airborne particles in wind erosion. *Air & Waste Management Association*, 95-TA38.02: 1-16.
- Gillette, D.A., Herbert, G., Stockton, P.H., Owen, P.R., 1996. Causes of the fetch effect in wind erosion. *Earth, Surf. Proc. Land*, 21: 641-659.
- Gillette, D.A., Walker, T.R., 1977. Characteristics of airborne particles produced by wind erosion of sandy soil, high plains of west Texas. *Soil Sci*, 123: 97-110.

- Ginoux, P., Chin, M., Tegen, I., Prospero, J.M., Holben, B., Dubovik, O., Lin, S.J., 2001. Sources and distributions of dust aerosols simulated with the GOCART model, *Journal of Geophysical Research*, 106(D17), 20255-20273.
- Giosan L., Flood R.D., Aller, R.C., 2002. Paleoceanographic significance of sediment color on western North Atlantic drifts: I. Origin of color . *Marine Geology*, 189, 1-2 : Pages 25-41
- Giri, J., 1994. *Histoire économique du Sahel*, Karthala, Paris, 259 p.
- Gomes, L., G. Bergametti, G. Coudé-Gaussen and P. Rognon, 1990. Submicron desert dusts: a sand blasting process. *J. Geophys. Res*, 95, 13927-13935.
- Gomes L., Rajot, J.L., Alfaro, S.C., Gaudichet, A., 2003. Validation of a Dust Production Model from measurements performed in Spain and Niger. *Catena*, 52, 3-4: 257-271.
- Goossens, D., Offer, Z.Y., London, G., 2000. Wind tunnel and field calibration of five aeolian sand traps. *Geomorphology*, 35: 233–252.
- Goudie, A.S., 2008. Dust storms: Recent developments. *Journal of Environmental Management*, 90 (1): 89-94.
- Goudie, A. S. and Middleton, N. J., 2001. Saharan dust storms: nature and consequences, *Earth-Science Reviews*, 56, 179-204.
- Greigert, J., 1966. *Description des formations crétacées et tertiaires du bassin des Iullemmeden (Afrique Occidentale)*. Publication de la Direction Mines et Géologie, Niger, 2 et Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 234 pp.
- Grist, J., Nicholson, S.E., 2001. A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *Journal of Climate*, 14 : 1337–1359.
- Guengant, J.P., Banoïn, M., 2003. *Dynamique des populations, disponibilités en terres et adaptation des régimes fonciers : le cas du Niger*. FAO-CICRED, 144 pp.
- Hadas, A., Frenkel, H., 1982. Infiltration as Affected by Long-term Use of Sodic-Saline Water for Irrigation. *Soil Sci. Soc. Am. J*, 46: 524-530.
- Hall, D.J., Upton, S.L., 1988. A wind tunnel study of the particle collection efficiency of an inverted Frisbee used as a dust deposition gauge. *Atmospheric Environment*, 22,: 1383–1394.

- Harris, S.E., Mix, A.C., King, T., 1997. Biogenous and terrigenous sedimentation at Ceara Rise, western Tropical Atlantic, supports Pliocene-Pleistocene deep-water linkage between hemispheres. *Proc. ODP Sci. Results*, 154: 331-345.
- Hastenrath, S., 1995. *Climate dynamics of the tropics*. Kluwer Eds, New York, 488 pp.
- Herrmann, L., 1996. Identification and quantification of dust additions in peri-saharan soils. In : S. Guerzoni and Chester Eds, *The impacts of desert dust across the Mediterranean*. Kluwer Academic Publishers, the Netherlands, 173-182.
- Hiernaux, P., Diarra, L., Trichon, V., Mougin, E., Soumaguel, N., Baup, F., 2009. Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *Journal of Hydrology*, 375 : 103-113.
- Hiernaux, P., Le Houérou, H.N., 2006. Les parcours du Sahel. *Sècheresse*, 17 (1–2): 51–71.
- Holyer, R.J., Young, D.K., Sandidge, J.C., Briggs, K.B., 1996. Sediment density structure derived from textural analysis of cross-sectional X-radiographs. *Geo-Marine Letters*, 16: 204-211.
- Howard, J.D., 1968. X-ray radiography for examination of burrowing by marine invertebrate organisms. *Sedimentology*, 11: 204-211.
- Hulme, M., 1992. Rainfall changes in Africa: 1931–1960 to 1961–1990. *Int. J. Climatol*, 12 : 685–699.
- Huon, S., Bellanger, B., Bonte, Ph., Podwojewski, P., Valentin, C., Velasquez, F., Bricquet, J-P., de Rouw, A., Girardin, C., 2005. Monitoring soil organic carbon erosion with isotopic tracers, two case studies on cultivated tropical catchments with steep slopes (Laos, Venezuela). *Advances in Soil Science*, CRC Press, Boca Raton, Florida, USA.
- Hounslow, M.W., Maher, B.A., 1999. Source of the climate signal recorded by magnetic susceptibility variations in Indian Ocean sediments. *J. Geophys. Res.*, 104: 5047–5061.
- Hunt B.G., 2000. Natural climatic variability and sahelian rainfall trends. *Global and Planetary Change*, 24 : 107-131.
- INS, 2009. *Le Niger en chiffres*. Institut national des statistiques, Niger, 56p
- INS, 2010. *Le Niger en chiffres*. Institut national des statistiques, Niger, 17p

- International Society of Soil Science (ISSS), 1994. International Soil Reference and Information . World Reference Base for Soil Resources. Centre (ISRIC), Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO)., Wageningen, Rome.
- IPCC., 2001, Intergovernmental Panel on Climate Change: Cambridge University Press, Cambridge, New York, NY, USA. 881p
- IPCC., 2007, Intergovernmental Panel on Climate Change: Cambridge University Press, Cambridge, New York, NY, USA. 996p
- Jackson, P.D., Briggs, K.B., Flint, R.C., 1996. Evaluation of sediment heterogeneity using microresistivity imaging and X-ray radiography. *Geo-marine Letter*, 16 : 219-225.
- Janicot, S., 1996. Les points sur la désertification et les changements climatiques. In : *Connaissance de la météorologie*, 4, météo France, 15 pp.
- Kadomura H., 1997. Lake Chad: Recent shrinkage and research priorities. *Japan infoMAB*, 19, 1-6.
- Karambiri, H., Ribolzi, O., Delhoume, J.P., 2003. Importance of soil surface characteristics on water erosion in a small grazed Sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 17 : 1495–1507.
- Kardhous, M., 2005. Quantification de l'érosion éolienne dans les zones arides tunisiennes : approche expérimentale et modélisation. Thèse de doctorat en sciences, Université Paris 12, 298p.
- Karimoune, S., 1994. Contribution à l'étude géomorphologique de la région de Zinder (Niger) et analyse par télédétection de l'évolution de la désertification. Thèse en sciences géographiques, Faculté des sciences Université de Liéges, 350p.
- Katyal, J.C. and Vlek, P.L.G., 2000. Desertification: concept, causes and amelioration, ZEF, Discussion Papers on Development Policy, 33, Bonn, 65 pp.
- Kido, Y., Koshikawa, T., Tada, R., 2006. Rapid and quantitative major element analysis method for wet fine-grained sediments using an XRF microscanner. *Quat. Res*, 229 : 209–225.
- Klingebliel, A., Rechiniac, A., Vigneaux, M., 1967. Etude radiographique de la structure des sédiments meubles. *Marine Geology*, 5 : 71-76

- Krause, A.K., Franks, S.W., Kalma, J.D., Loughran, R.J., Rowan, J.S., 2003. Multi parameter fingerprinting of sediment deposition in a small gullied catchment in SE Australia. *Catena*, 53 (4): 327– 348.
- Kuhlmann, H., Freudenthal, T., Helmke, P., Meggers, H., 2004. Reconstruction of local paleoceanography off NWAfrica during the last 40,000 years: influence of local and regional factors on sediment accumulation. *Mar. Geol*, 207 : 209–224.
- Lallier-Vergès, E., Hayes, J., Boussafir, M., Tribovillard, N.P., Zaback, D., Bertrand, P., Connan, J., 1997. Productivity-induced Sulfur enrichment of organic-rich sediments. *Chemical Geology*, 134 (4) : 277–288.
- Lamaison, L., 2006. Caractérisation des particules atmosphériques et identification de leurs sources dans une atmosphère urbaine sous influence industrielle. Thèse de doctorat de l'Université des Sciences et Technologies de Lille, 351p
- Lamers, J.P.A., 1995. An Assessment of Wind Erosion Control Techniques in Niger. Financial and Economic Analyses of Windbreaks and Millet Crop Residues. Ulrich Grauer Verlag, Stuttgart, 208 p.
- Lamers, JPA. 1998. Wind erosion in Niger: Former perception, traditional techniques to prevent and combat wind erosion, and former adoption of modern soil conservation technologies. In SivakumarMVK, Zobisch M, Koala S, Maukonen T, eds. *Wind erosion in Africa and West Asia Problems and control strategies. Proceedings of the Expert Group Meeting, 22- 25 April 1997, Coiro, Egypt. Aleppo (Syria). ICARDA; Patancheru (India) icrisat*, : 173-86.
- Lamers, J.P.A., Feil, P.R., 1995. Farmer's knowledge and management of spatial soil and crop growth variability in Niger, West Africa. *Netherlands Journal of Agricultural Sciences*, 43: 375-389.
- Lancaster, N., Baas, A., 1998. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens lake, California. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 69-82.
- Lang, J., Alidou, S., Dubois, D., Houessou, A., 1982. Contribution au débat sur le concept de Continental terminal dans les complexes continentaux sahariens et dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest africain. Exemple du Bénin et du Niger. *Livre jubilé. Gabriel Lucas, Mém. Géol.*, 7, Univ. Dijon, pp. 425–431.

- Lang, J., Kogbe, C., Alidou, S., Alzouma, K., Bellion, G., Dubois, D., Durand, A., Guiraud, R., Houéssou, A., De Klasz, I., Romann, E., Solard-Chebouldaeff, M., Trichet, J., 1990. The continental terminal in west Africa. *J. Afr. Earth sci*, 10, 1-2: 79-99.
- Laurent, H., D'Amato, N., Lebel, T., 1998. How important is the contribution of the mesoscale convective complexes to the Sahelian rainfall? *Phys. Chem. Earth*, 23 : 629–633.
- Lavauden, L., 1927. Les forêts du Sahara, *Revue des eaux et forêts*, LXV, 6 : 265-277.
- Le Barbé, L., Lebel, T., 1997. Rainfall climatology of the HAPEX-Sahel region during the years 1950–1990. *Journal of Hydrology*, 188–189: 43–73.
- Le Barbé, L., Lebel, T., Tapsoba, D., 2002. Rainfall variability in West Africa during the years 1950-90. *Journal of Climate*, 15 (2) : 187–202.
- Le Floc'H, E., 1996. Desertification in the Near East region, *perspectives, strategies and plan of action*. IATF Meeting on Desertification, 27 pp.
- Le Houérou, H.N., 1993. Evolution climatique et désertisation. In : *Les climats subtropicaux et leur évolution*, André, J.C., J.L. Fellous et A. Podaire, (Eds.), CNES Toulouse 639-668.
- Le Treut, H., 2003. Les scénarios globaux de changement climatique et leurs incertitudes, *C.R.Geoscience*, 335 : 525-533.
- Lebel, T., Ali, B., 2009. Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007) *Journal of Hydrology*, 375: 52-64.
- Lebel, T., Cappelaere, B., Descroix, L., Galle, S., Hanan, N., Kergoat, L., Levis, S., Mougin, E., Peugeot, C., Vieux, B., 2009. AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: an overview. *Journal of Hydrology*, 375 (1–2): 3–13.
- Lebel, T., Diedhiou, A., Laurent, H., 2003. Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D8), 1401–1411.
- Lebel, T., Taupin, J.D., D'Amato, N., 1997. Rainfall monitoring during HAPEX-Sahel. 1. General rainfall conditions and climatology. - *J. Hydrol*, 188-189: 74-96.

- Leblanc M., Favreau G., Massuel S., Tweed S., Loireau M., Cappelaere B., 2007a. Land clearance and hydrology change in the Sahel : SW Niger. *Global and Planetary Change*, 61: 135 – 150.
- Leblanc M., Favreau G., Tweed S., Leduc C., Razack M., Mofor L., 2007b. Remote sensing for groundwater modelling in large semiarid areas: Lake Chad Bassin, Africa. *Hydrogeology Journal*, 15 (1): 97-100.
- Leduc, C., Bromley, J., Schroeter, P., 1997. Water-table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the Hapex-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology*, 188-189: 123–138.
- Leduc, C., Favreau, G., Shroeter, P., 2001. Long term rise in a Sahelian water-table: the continental terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology*, 243: 43–54.
- Léonard, J., Rajot, J.L., 2001. Influence of termites on runoff and infiltration : quantification and analysis. *Geoderma*, 104: 17-40.
- Léonard, J., Perrier, E., Rajot, J.L., 2004. Biological macropores effect on runoff and infiltration: a combined experimental and modelling approach. *Agriculture, Ecosystems and Environment* 104 : 277–285
- L'Hôte Y., Mahé G., Somé B., Triboulet, J.P., 2002., Analysis of a sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrological Sciences Journal*, 47 (4) : 563-572.
- Loireau, M., 1998. Espaces, ressources, usages: spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien. PhD thesis, Montpellier III, France, 411p.
- Loireau, M., D'Herbes, J.M., Delabre, E., 2000. Evolution et place de la jachère à travers une analyse spatiale des interactions ressources-usages au Sahel agro-pastoral nigérien. In : *La jachère en Afrique Tropical*, Floret, Ch et Pontanier, K. Eds John Libbey Eurotext, Paris, 32-42.
- Lubès-Niel H., Séguis L., Sabatier R., 2001. Etude de stationnarité des caractéristiques des événements pluvieux de la station de Niamey sur la période 1956-1998. *C. R. Acad Sci*, 333 (10) : 645-650.
- Luxereau, A., Roussel, B., 1997. Changements écologiques et sociaux au Niger. Des interactions étroites, L'Harmattan, Paris, 239p.

- Machens, E., 1973. Contribution à l'étude de formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger. Mémoire Bureau Recherches Géologiques Minières, France, 82,167p
- MacKinnon, D.J., G.D. Clow, R.K., Tigges, R.L., Reynolds, P.S., Chavez Jr., 2004. Comparison of aerodynamically and model-derived roughness lengths (z_0) over diverse surfaces, central Mojave Desert, California, USA. *Geomorphology*, 63: 103–113
- Mahe G., Olivry J.C., 1999. Assessment of freshwater yields to the ocean along the intertropical Atlantic coast of Africa (1951-1989). *C. R. Acad. Sci., Paris Ila*, 328 : 621-626.
- Mainguet, M., Chemin, M.C., 1978. Localisation d'une unité écologique expérimentale dans la région de Maradi (Niger) : Précipitations et vents dans le Sahel de la république du Niger et étude des variations dues à une crise climatique (1968-1973). Rapport n° 4, ACC-lutte contre les effets de l'aridité, laboratoire de géographie physique zonale, Reims, 99 p..
- Mainguet M, Chemin MC., 1991. Wind degradation on the sandy soils of the Sahel of Mali and Niger and its part in desertification *Acta Mechanica*, 2: 113-30.
- Malam Issa O., Défarge C., Trichet J. & Valentin C., 2009., Microbiotic soil crusts in the Sahelian part of Western Niger and their influence on soil porosity and water dynamics. *Catena*, 77, 48-55.
- Mamadou, I., Gautier, E., Descroix, L., Moussa, I.B., Le Breton. E., Brunstein, D., Faran Maïga, O., 2009. Dynamique accélérée des koris et ensablement du fleuve Niger : région de Niamey (Niger). Poster, Forum des doctorants Ecole doctorale de Géographie de Paris, Institut de géographie, Université Paris 1, Paris.
- Marticorena, B., G. Bergametti., 1995. Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme, *J. Geophys. Res.*, 100: 16415-16430.
- Marticorena, B., Bergametti, G., Gillette, D., Belnap, J., 1997. Factors Controlling Threshold Friction Velocity in Semiarid and Arid Areas of the United States. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 102, 23277-23287.
- Marticorena, B., Chatenet, B., Rajot, J. L., Traoré, S., Coulibaly, M., Diallo, A., Koné, I., Maman, A., NDiaye, T., and Zakou, A., 2010. Temporal variability of mineral dust

- concentrations over West Africa: analyses of a pluriannual monitoring from the AMMA Sahelian Dust Transect. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 10: 8051-8101.
- Marticorena, B., Kardhous, M., Bergametti, G., Callot, Y., Chazette, P., Khatteli, H., Le Hegarat-Masclé, S., Maille, M., Rajot, J.L., Vidal-Madjar, D., Zribi, M., 2006. Surface and Aerodynamic Roughness in Arid and Semiarid Areas and Their Relation to Radar Backscatter Coefficient. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 111: 13-35.
- Martin-Rosales, W., Leduc, C., 2003. Dynamics of emptying of a temporary pond in the Sahel: the case study of Banizoumbou (southwestern Niger). *Geoscience*, 335 (5) : 461–468.
- Massuel S., 2005. Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest du Niger. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier 2, France, 238p.
- Mathon, V., Laurent, H., Lebel, T., 2002. Mesoscale convective system rainfall in the Sahel, 2002. *Journal of Applied Meteorology*, 41: 1081–1092.
- McGuffie, K., Henderson-Sellers, A., Zhang, H., Durbidge, T.B., Pitman, A.J., 1995. Global climatic sensitivity to tropical deforestation. *Global and Planetary Change*, 10, 97-128.
- McIntire, J., Hopkins, J., Lamers, J., Fussell, L.K., 1989. The millet system of western Niger. I. Crop production. ILCA, Addis Abeba, Ethiopia, 135p.
- Mercone, D., Thomson, J., Abu-Zied, R.H., Croudace, I.W. & Rohling, E. 2001. High-resolution geochemical and micropalaeontological profiling of the most recent eastern Mediterranean sapropel. *Marine Geology*, 177: 25–44.
- Mercone, D., Thomson, J., Croudace, I.W., Siani, G., Paterne, M. & Troelstra, S.R. 2000. Duration of S1, the most recent eastern Mediterranean sapropel as indicated by AMS radiocarbon and geochemical evidence. *Palaeoceanography*, 15: 336–347.
- Michels, K., Sivakumar, M.V.K., Allison, B.E., 1993. Wind erosion in the Southern Sahelian Zone and induced constraints to pearl millet production. *Agric. Forest Meteorol.*, 67: 65–77.
- Michels, K., Sivakumar, M.V.K., Allison, B.E., 1995a. Wind erosion control using crop residue I. Effects on soil flux and soil properties. *Field Crops Research*, 40: 101-110.
- Michels, K., Sivakumar, M.V.K., Allison, B.E., 1995b. Wind erosion control using crop residue II. Effects on soil flux and soil properties. *Field Crops Research*, 40: 111-118.

- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.C., Saint-Paul, J., 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters*, 18: 251-255.
- Mix, A.C., Harris, S.E., Janecek, T.R., 1995. Estimating lithology from nonintrusive reflectance spectra; Leg 138. *Proc. ODP Sci. Results* 138: 413-428.
- Morel, R., 1992. Atlas agroclimatique des pays de la zone du CILSS. Comité Permanent de Lutte contre la Sécheresse dans le Sahel (CILSS), Programme Agrhymet, 10 : 162p.
- Moron, V., Philippon, N., Fontaine, B., 2003. Skill of Sahel rainfall variability in four atmospheric GCMs forced by prescribed SST. *Geophysical Research Letter*, 30 (23): 2221, doi:10.1029/2003GL018006.
- Nations Unis, 23/27 juin 1997. Sommet planète terre +5. Session extraordinaire de l'Assemblée générale des Nations Unis consacrée à un examen et à une évaluation de la mise en œuvre d'Action 21, New York, 2p.
- Nicholson, S.E., 1980. The nature of rainfall fluctuations in subtropical West-Africa. *Monthly Weather Review*, 109: 2191–2208.
- Nickling, W. G., 1994. Aeolian sediment transport and deposition. In *Sediment transport and depositional processes*, K. Pye, (Eds.), Blackwell Scientific Publication, Oxford, 293-350.
- Nickling, W.G., Gillies, J.A., 1989. Emission of fine-grained particles from desert soils. in "Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past pattern of global atmospheric transport". (Eds.), Leinen M. & Sarnthein M, 133-165.
- Nyssen, J., Veyret Picot, M., Poesen, J., Moeyersons, J., Mitiku, H., Deckers, J., Govers, G., 2004. The effectiveness of loose rock check dams for gully control in Tigray, northern Ethiopia. *Soil Use and Management*, 20 (1) : 55–64.
- Omar-Haroun, S., 1995. Impact de la sécheresse récente soudano-sahélienne sur l'écoulement du Nil. *Revue de la Géographie de Lyon*, 70 : 205-213.
- Ortiz, J., Mix, A.C., Harris, S., O'Connell, S., 1999. Diffuse spectral reflectance as a proxy for percent carbonate content in North Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 14: 171-186.
- Osborn, H.F., 1948. *Our plundered planet*, Faber and Faber. London, 192 pp.

- Ousseini, I., 1986. Étude de la répartition des formations sableuses et interprétation des dépôts éoliens dans le Liptako oriental (République du Niger) - Thèse 3ème cycle, Mémoires des Sciences de la Terre n°86, 35, Université Pierre et Marie CURIE (Paris VI), 233 p.
- Ousseini, I., Morel, A., 1989. Utilisation des formations alluviales azoïques pour l'étude des paléoenvironnements du Pléistocène supérieur et de l'Holocène au Sud du Sahara: exemple de la vallée du fleuve Niger dans le Liptako Nigérien. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, t. V, n°1, pp. 85 – 90.
- Ozer, P., 2001. Les lithométéores en region sahélienne: un indicateur climatique de la désertification. Revue internationale d'écologie et de géographie tropicale, 24 : 1-317.
- Ozer, P., Bodart, C., Tychon, B., 2005. Analyse climatique de la région de Gouré, Niger oriental: récentes modifications et impacts environnementaux. CyberGeo: Eur J Geogr, 308, 1-24.
- Ozer, P., Erpicum, M., 1995. Méthodologie pour une meilleure représentation spatio-temporelle des fluctuations pluviométriques observées au Niger depuis 1905. Sécheresse, 6: 103-108.
- Parker, D.E., M. Jackson. et E.B. Horton., 1995. The 1961-1990 GISST2.2 sea surface temperature and sea-ice climatology, CRTN 63, Hadley Centre, United kingdom Meteorological Office, 42pp.
- Philippon, N., Fontaine. B., 1999. A new statistical predictability scheme for July-September Sahel rainfall (1968-1994), C.R Acad. Sci. 329: 1-6.
- Potter, P.E., Maynard, B.J., Pryor, W.A., 1980. Sedimentology of Shale. Springer, Berlin, 306 pp.
- Prospero, J.M., Nees, R.T., 1977. Dust Concentration in the Atmosphere of the Equatorial North Atlantic: Possible Relationship to the Sahelian Drought, Science. 4295 (196).
- Pye, K., 1984. Loess. Prog. Phys. Geography, 8: 176-217.
- Rajot, J. L., 2001. Wind blown sediment mass budget of Sahelian village land units in Niger, Bull. Soc. Geol. France, 5, 523-531.
- Rajot, J.L., Alfaro, S.C., Gomes, L., Gaudichet, A., 2003. Soil crusting on sandy soils and its influence on wind erosion, Catena, 53:1-16.
- Rajot, J.L., Formenti P., Alfaro S., Desboeufs, K., Chevaillier S., Chatenet, B., Gaudichet, A., Journet, E., Marticorena, B., Triquet, S., Maman A., Mouget N., Zakou A., 2008.

- AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP 0) at the Banizoumbou (Niger) supersite. *J. Geophys. Res.*, 113, D00C14, doi:10.1029/2008JD009906.
- Rajot, J.L., Karambiri, H., Ribolzi, O., Planchon, O., Thiébaux, J.P., 2009. Interaction entre érosions hydrique et éolienne sur sols sableux pâturés au Sahel : cas du bassin-versant de Katchari au nord du Burkina Faso. *Sécheresse*, 20: 17-30.
- Rasmussen, K., Fog, B., Madsen, J.E., 2001. Desertification in reverse? Observations from northern Burkina Faso. *Global Environmental Change*, 11: 271–282.
- Raynaud C., 2001. Societies and nature in the Sahel: ecological diversity and social dynamics. *Global Environmental Change*, 11: 9-18
- Reichert, R., 1972. Géologie du Gourma (Boucle du Niger). *Mémoire B.R.G.M.* no 53 : 213p
- Reineck, H.E., Singh, I.B., 1980. *Depositional environments and facies*. Oxford, Blackwell Scientific, 557pp.
- Richter, T.O., Van der Gaast, S., Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., De Stigter, H., De Haas, H., vanWeering, T.C.E., 2006. The Avaatech XRF core scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Special Publication, vol. 267. Geological Society, London: 39–50.
- Ringrose, S., Matheson, W., 1992. The use of Landsat MSS imagery to determine the aerial extent of woody vegetation cover change in the west-central Sahel. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 2: 16–25.
- Roehl, U., Abrams, L.J. 2000. High-resolution, downhole, and nondestructive core measurements from sites 999 and 1001 in the Caribbean Sea; application to the late Paleocene thermal maximum. In *Proc. ODP, Sci. Res.*, vol. 165, edited by R. M. Leckie, H. Sigurdsson, G. D. Acton, and G. Draper, Ocean Drilling Program, College Station: TX. 191-203.
- Rothwell, R.G., Hoogakker, B., Thomson, J., Croudace, I.W., Frenz, M., 2006. Turbidite emplacement on the southern Balearic Abyssal Plain (western Mediterranean Sea) during Marine Isotope Stages 1-3: an application of ITRAX XRF scanning of sediment cores to lithostratigraphic analysis. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in*

- Sediment Core Analysis. Special Publication, 267. Geological Society, London, pp. 79–98.
- Rowell, D. P., Milford, J. R., 1993. On the generation of African squall lines. *J. Climate*, 6: 1181-1193.
- Sabre, M., Lopez, M.V., Alfaro, S.C., Rajot J.L., Gomes. L., 1997. Characterization of the fine dust particles production process for two unvegetated soil surface types, In *Wind Erosion: An International Symposium, Commemorating the 50th anniversary of the USDA's wind erosion research at Kansas State University, Manhattan, Kansas, USA*.
- Schneider, R.R., Cramp, A., Damuth, J.E., Hiscott, R.N., Kowsmann, R.O., Lopez, M., Nanayama, F., Normark, W.R. and Shipboard Scientific Party, 1995. Color-reflectance measurements obtained from Leg 155 cores. *Proc. ODP Init. Rept.*, 155 : 697-700.
- Seguis, L., Cappelaere, B., Milesi, G., Peugeot, C., Massuel, S., Favreau, G., 2004. Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes*, 18: 3401–3413.
- Servain, J., 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Geophys. Res*, 96:15137-15146.
- Shao, Y., Raupach, M.R., Findlater, P.A., 1993. Effect of saltation bombardment on the entrainment of dust by wind. *J. Geophys. Res*, 98: 3023-3029.
- Shreve, L.R., 1966. Statistical law of stream numbers. *Journal of Geology*, 74: 17–37.
- Sivakumar, M.V.K. 1989. Agroclimatic aspects of rainfed agriculture in the Sudano-Sahelian zone. In *Soil, Crop and Water Management Systems for Rainfed Agriculture in the Sudano-Sahelian zone. Proceedings of an International Workshop, 7-11 January 1987, ICRISAT Sahelian Center, Niamey, Niger*,: 17-38
- Sivakumar, M.V.K., Michels, K., 1996. Climate of Niger. in : Buerkert, A., C.// Allison, B. E.// von Open, M. (Eds) “Wind erosion in Niger, implications and controls Measures in a Millet-based farming system” 3-22.
- Smaling EMA, Stoerwagen JJ, Windmeijer PN. 1993. Calculating soil nutrient balances in Africa at different scales 2. Districtal scale *Fert Res*, 35: 237-50.

- Soil Survey Staff., 1975. Soil Taxonomy. A Basic System on Soil Classification for Making and Interpreting. Soil Surveys. (Soil Conservation Service, US Department of Agriculture, Washington, DC, USA) vol. 436
- Soumaila, A., 2000. Étude structurale, pétrographique et géochimique de la ceinture birimienne de Diagorou-Darbani, Liptako, Niger occidental (Afrique de l'Ouest). Thèse, université de Franche- Comté, France, 253 p.
- Sow, M., Alfaro, S., Rajot, J.L., Marticoréna, B., 2009. Size resolved dust emission fluxes measured in Niger during 3 dust storms of the AMMA experiment. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 9: 3881–3891
- Sow, M., Goossens, D., Rajot, J.L., 2006. Calibration of the MDCO dust collector and of four versions of the inverted frisbee dust deposition sampler. *Geomorphology*, 82, 3-4: 360-375.
- Sterk, G., Hermann, L., Bationo, A., 1996. Wind-blown nutrient transport and soil productivity changes in southwest Niger. Land control. Proc. Intern. Symp., Univ. Hohenheim, Stuttgart, Ger- Degrad. Dev, 7: 325–335.
- Sterk, G., Jacob A.F.G., Van Boxel J.H., 1998. Effect of turbulent flux structures on saltation sand transport in the atmospheric boundary layer. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23: 877-887.
- Sterk, G., Raats, P.A.C., 1996. Comparison of models describing the vertical distribution of wind-eroded sediment. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 60:1914-1919.
- Sterk, G., Spaan, WP., 1997. Wind erosion control with crop residues in the Sahel. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 911-917.
- Sterk, G., Stein, A., 1997. Mapping wind blown mass transport by modelling variability in space and time. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 61: 232-239.
- Stout, J.E., 1990. Wind erosion within a simple field. *Trans. ASAE*, 33: 1597– 1600.
- Stout, J.E., Zobeck, T.M., 1996. The Wolfforth field experiment: a wind erosion study. *Soil Sci.*, 161: 616-632.
- Sudesh, Y., Chauhan, M.S., Sharma, A., 2007. Characterisation of bio-aerosols during dust storm period in N-NW India. *Atmospheric Environment*, 41: 6063-6073.

- Stull, R.B., 1991. An introduction to boundary layer meteorology. Atmos. Sci. Library, Boston, 666p.
- Sultan, B., 2005. Influence du climat sur la survenue des épidémies de méningite en Afrique de l'ouest. *Nouvelle, M/S n°5*, 21 : 470-471.
- Sultan, B., Baron, C., Dingkuhn, M., Sarr, B., Janicot, S., 2005. Agricultural impacts of large-scale variability of the West African monsoon *Agricultural and Forest Meteorology*, 128: 93–110
- Sultan, B., Janicot, S., 2000. Abrupt shift of the ITCZ over West Africa and intra-seasonal variability, *Geophys. Res. Lett*, 27: 3353–3356.
- Sultan, B., Janicot, S., 2003. The West African monsoon dynamics. Part II: the “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *Journal of Climate*, 16: 3407–3427.
- Swap, R., Garstang, M., Greco, S., Talbot, R., Gac, J.Y., 1992. Sahara dust in Amazon basin, *Tellusser*, B44, 133-149.
- Tackett, J.L., Pearson, R.W., 1965. - Some characteristics of soil trusts formed by simulated rainfall. *Soil Sci*, 99: 407-413.
- Taylor C.M., Lambin E.F., Stephenne N., Harding R.J., Essery R.L.H., 2002. The influence of land use change on climate in the Sahel. *Journal of Climate*, 15 (24): 3615-3629.
- Taylor, D.A., 2002. Dust in the wind. *Environmental Health Perspectives*, 110: A80–A87.
- Taylor-Powell, E., Manu, A., Geiger, S., Ouattara, M. and Juo, A.S.R., 1991. Integrated management of agricultural watersheds: Land tenure and indigenous knowledge of soil and crop management. *TropSoils Bulletin* 91-04. Soil Management Collaborative Research Support Program, Raleigh, NC.
- Thomson, J., Croudace, I.W., Rothwell, R.G., 2006. A geochemical application of the ITRAX scanner to a sediment core containing eastern Mediterranean sapropel units. In: Rothwell, R.G. (Ed.), *New Techniques in Sediment Core Analysis*. Special Publication, vol. 267. Geological Society, London, pp. 65–77.
- Tidjani, A.D., 2008. Erosion éolienne dans le Damagram Est (sud-est du Niger) Paramétrisation, quantification et moyens de lutte. Thèse de doctorat s sciences. Université catholique de Louvain, 1-171p

- Tidjani, A.D., 2010. Impacts des changements climatiques et des pratiques agro-pastorales sur l'ensablement et l'émission des aérosols terrigènes. ANR, Programme Jeunes Equipes Associées à l'IRD (JEAI).
- Tjallingii, R., Röhl, U., Kölling, M., Bickert, T., 2007. Influence of the water content on Xray fluorescence core-scanning measurements in soft marine sediments. *Geochem., Geophys., Geosyst.* 8. doi:10.1029/2006GC001393.
- Todorov, A.V., 1985. Sahel: the changing rainfall regime and the “Normals” used for its assessment. *J. Climatol. Appl. Meteor.* 24 : 97–107.
- Toure Sekou et Prokhoroff. 1963. Etude démographique du Niger. Données individuelles. Résultats définitifs. Paris, Ministère de la Coopération et du Développement ; INSEE, 88 p.
- United Nations, 2007. World population prospects. The 2006 revision, population database, United Nations, population division, <http://esa.u.org/unpp/>
- Valentin, C., Bresson, L.M., 1992. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, 55: 225– 245.
- Valentin, C., D'Herbès, J.M., Poesen, J., 1999. Soil land water components of banded vegetation patterns. *Catena*, 37 (1–2): 1–24.
- Valentin, C., Poesen, J., Li, Y., 2005. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, 63: 132–153
- Valentin, C., Rajot, J.L., Mitja, D., 2004. Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the subhumid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture. Ecosystems and Environment*, 104: 287–302.
- Van Pelt, R.S., Peters, P., Visser, S., 2009. Laboratory wind tunnel testing of three commonly used saltation impact sensors. *Aeolian Research*, 1, 55–62. doi:10.1016/j.aeolia.2009.05.001
- Verosub K.L., Roberts A.P., 1995. Environmental magnetism: past present and future, *J. Geophys. Res.* 100: 2175–2192.
- Vetaas, O.R., 1993. Spatial and temporal vegetation changes along a moisture gradient in northeastern Sudan. *Biotropica*, 25 (2): 164–175.

- Vicat J.P., Léger J.M., Ahmed Y., Willems L., 1994. Les indices de déformations plio-quadernaires de la bordure occidentale du bassin des Iullemmeden dans la région de Niamey, *Revue de Géographie Alpine*, (numéro hors-série) I, 15–24.
- Visser, S.M., Sterk, G., Karssenberg, D., 2005b. Wind erosion modelling in a Sahelian environment. *Environmental Modelling & Software*, 20: 69-84 doi:10.1016/j.envsoft.2003.12.010
- Visser, S.M., Stroosnijder, L., Chardon, W.J., 2005a. Nutrient losses by wind and water, measurement and modelling, *Catena*, 63: 1-22.
- Vlag, P.A., Kruiver, P.P., Dekkers, M.J., 2004. Evaluating climate change by multivariate statistical techniques on magnetic and chemical properties of marine sediments (Azores region). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 212 : 23–44.
- Vuillaume, G., 1969. Analyse quantitative du rôle du milieu physico-climatique sur le ruissellement et l'érosion à l'issue de bassins de quelques hectares en zone sahélienne (Bassin de Kountkouzout, Niger). *Cahiers ORSTOM, série Hydrologie*, VI (4) : 87–132.
- Wainer I. et Soares J. 1997. North Northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, 24: 277-280.
- Ward, M.N., 1998. Diagnosis and short-lead time prediction of summer rainfall in tropical North Africa at interannual and multi-decadal time scales. *Journal of Climate*, 11 : 3167–3191.
- Wasson, R.J., Caitcheon, G., Murray, A.S., McCulloch, M., Quade, J., 2002. Sourcing sediment using multiple tracers in the catchment of Lake Argyle, northwestern Australia. *Environmental Management*, 29 (5): 634– 646.
- Williams, G., 1964. Some aspects of the aeolian saltation load. *Sedimentology*, 3 : 257-287.
- Willems L., Pouclet A., Lenoir F., Vicat J.P., 1996. Phénomènes karstiques en milieux non carbonatés. Étude de cavités et problématique de leur développement au Niger occidental, *Z. Geomorph. N.F., Suppl. Bd*, 103: 193–214.
- Wu, P.C., Tsai, J.C., Li, F.C., Lung, S.C., Su, H.J., 2004. Increased levels of ambient fungal spores in Taiwan are associated with dust events from China. *Atmospheric Environment*, 38: 4879–4886.

- Wyszecki, G., Stiles, W. S., 1982. Color science: Concepts and methods, quantitative data and formulae. 2nd ed. New York, NY.
- Yokoyam, T., Nakashima, S., 2005. Diffusivity anisotropy in a rhyolite and its relation to pore structure. *Engineering Geology*, 80: 328– 335
- Yeo, H.G., Kim, J.H., 2002. SPM and Fungal spores in the ambient air of west Korea during the Asian dust (Yellow sand) period. *Atmospheric Environment*, 36: 5437–5442.
- Yu, B., Neil, D.T., 1993. Long-term variations in regional rainfall in the south-west of western Australia and the difference between average and high intensity rainfalls. *International Journal of Climatology*, 13: 77– 88.
- Zender, C.S., Miller, R.L., and Tegen, I., 2004. Quantifying Mineral Dust Mass Budgets: Terminology, Constraints, and Current Estimates, *J. Geophys. Res*, 85 (48): 509-512, doi: 10.1029/2002JD002775.
- Zhang, C.L., Zou, X.Y., Gong, J.R., Lui, L.Y., Liu, Y.Z., 2004. Aerodynamic roughness of cultivated soil and its influences on soil erosion by wind in a wind tunnel. *Soil and Tillage Research*, 75: 53-59.
- Zhu, Y., Cai, Q., 2004. Rill erosion processes and its factors in different soils. In: Li, Y., Poesen, J., Valentin, C. (Eds.), *Gully Erosion Under Global Change*. Sichuan Science and Technology Press, Chengdu, China, 96–108.
- Zobeck, T.M., Sterk, G., Funk R., Rajot J.L., Stout J.E. and. Scott Van Pelt R , 2003. Measurement and data analysis methods for field-scale wind erosion studies and model validation, *Earth Surf. Process. Landforms*, 28,1163-1188.

Liste des tableaux

Tableau 1.1 : Coefficient de ruissellement sur différents types de surfaces du Fakara (sud-ouest du Niger) (d'après Descroix et al., 2009b).....	25
Tableau 2.1 : Cumuls du flux horizontal (Fh) sur les parcelles PA et PB durant les 3 années suivant le traitement de PA ; comparaison des cumuls de début de saison des pluies et de la deuxième partie de la saison sèche.....	60
Tableau 3.1 : Crises alimentaires au Niger, cas du Zarmaganda (sud-ouest du Niger) (d'après Gado, 1992).....	83
Tableau 3.2 : Comparaison des dates de quelques faits, naturels ou liés à l'occupation des sols, identifiés au cours des enquêtes et de l'étude des photographies aériennes.....	105
Tableau 4.1 : Flux moyen de dépôt de poussière pour les différentes périodes du cycle saisonnier.....	115

Liste des figures

Figure 1.1. Évolution de la population de l'Afrique de l'ouest depuis 1930 et sa probable évolution jusqu'en 2020 (Cour, 2001).....	5
Figure 1.2 : Évolution des surfaces cultivées en mil au Niger (Guengant et Banoïn, 2003).....	5
Figure 1.3 : Localisation de la zone d'étude.....	7
Figure 1.4 : Parcelles de mesures de l'érosion éolienne sur l'épandage sableux de Banizoumbou.....	7
Figure 1.5 : Vues du site de Saga Gorou : a) chapelet de mares et lacs du kori Ouallam avec b) une vue plus détaillée de Bangou Kirey et Bangou Bi.....	8
Figure 1.6 : a) carte géologique du bassin des Iullemmeden (https://www.uni-hohenheim.de) ; b) coupe géologique à l'Est de Niamey : bordure sud-ouest du bassin comprise entre la vallée du fleuve et les Dallols (Massuel, 2005).....	12
Figures 1.7 : a) la ZCIT marquée par la bande nuageuse située entre l'équateur et la zone tropicale nord de l'Afrique à la date du 07 juillet 2010 (image ACMAD) ; Déplacement saisonnier de la ZCIT : b) position moyenne en hiver (vents de l'Harmattan) c) en été : vents de mousson (www.artsci.wustl.edu, 2005).....	15
Figures 1.8 : a) cycle saisonnier de la pluie au Sahel central, b) comparaison du cycle saisonnier inter décennal (Lebel et Ali, 2009).....	19
Figure 1.9 : a) Carte pluviométrique du sud Niger : les isohyètes sont calculées sur la période dite« humide » (1950-1967) et la période de sécheresse (1968-1985) (OZER & ERPICUM 1995). b) Evolution des isohyètes des anomalies pluviométriques au cours des 6 dernières décennies au Sahel (Lebel et Ali, 2009).....	20
Figure 1.10 : Comparaison des indices pluviométrique et de l'indice du débit du fleuve Niger à la station de Niamey (Descroix et al., 2009a).....	21
Figure 1.11 : Coupe transversale du kori de Boubon, la flèche rouge indique l'érosion de la berge est. (Mamadou et al., 2009).....	26
Figure 1.12 : Fluctuations du niveau de la nappe dans la région de Niamey (Leduc et al., 2001).....	26
Figure 2.1 : Modes de transport des particules par le vent, et les flux associés.....	33
Figure 2.2 : a) Situation des parcelles expérimentales (PA et PB avec des limites régulières au centre, PI = champ PIP B) et occupation des terres environnantes en 2006 (en vert : jachère, en blanc : champs de mil cultivés) relevés au GPS. La flèche indique le nord. b)	

Aspect de PA (au nord) et PB (sarclé dans ses parties sud et nord-ouest) à la date du 29 août 2006 (image PIXY, Rajot, 29 août 2006) et disposition des BSNE sur ces parcelles.....	35
Figure 2.3 : Un mât de BSNE (Photo : Abdourhamane Touré, 2007).....	36
Figure 2.4 : Mât d'anémomètres installés sur PB (Photo : Rajot, août 2008).....	38
Figure 2.5 : Saltiphone installé sur PB (Photo : Abdourhamane Touré 2007).....	40
Figure 2.6 : Exemple de détermination de la vitesse seuil (U_t).....	40
Figure 2.7 : Exemple de traitement et de détermination du RRC (ici 3,1 %) avec ImageJ.....	42
Figure 2.8 : Détermination des côtés entrant et sortant des parcelles relativement à la direction du vent (exemple pour un vent du sud est = 135°).....	44
Figure 2.9 : variation saisonnière de la direction moyenne journalière du vent et de l'humidité relative mesurées à Banizoumbou . Ces deux variables covarient et permettent d'identifier les périodes d'Harmattan et de flux de mousson.....	46
Figure 2.10 : Variation saisonnière des vitesses maximale (VM) sur 5 minutes et moyenne journalières (Vm) mesurées à 2,5 m de hauteur.....	46
Figure 2.11 : Comparaison des flux horizontaux moyens (a) et de la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) (b) sur PA et PB avant ratissage de PA.....	48
Figure 2.12 : Suivi de la hauteur du mil et pluie cumulée pour la saison 2006.....	49
Figure 2.13 : Evolution du taux de recouvrement après le défrichage sur 3 campagnes agricoles sur PB et PI.....	50
Figure 2.14 : Relation entre densité de résidus (DRC) et taux de recouvrement par les résidus (RRC) de culture mesurés sur des surfaces cultivées traditionnellement, dont PB et PI, à Banizoumbou	51
Figure 2.15 : Evolution de la hauteur de rugosité aérodynamique Z_0 sur PB et PA après ratissage. Les flèches en tiret indiquent le changement de direction du vent, les flèches pleines : la date du défrichage de PB, les flèches pointillées : le développement du mil, et les chiffres les différentes phases du cycle de Z_0 sur PB	53
Figure 2.16 : Evolution du Z_0 en fonction du temps sur la parcelle B pour les vents orientés selon l'axe de la parcelle ($232^\circ \pm 6^\circ$) en 2006 et 2007.....	54
Figure 2.17 : Relation entre la hauteur de rugosité aérodynamique (Z_0) et le taux de recouvrement par les résidus de culture.....	54

Figure 2.18 : Exemple de détermination de la vitesse seuil d'érosion sur PA et PB pour le mois d'avril 2006.....	56
Figure 2.19 : Flux horizontaux moyens cumulés sur PA et PB de juin 2005 à décembre 2009 (la flèche indique le début du traitement de PA).....	59
Figure 2.20 : Caractéristiques de l'érosion éolienne durant l'année 2007 : a) durée des événements érosifs, b) vitesse maximale des vents au cours de ces événements, c) durée entre deux pluies successives.....	60
Figures 2.21 : Variations des bilans de masse ($t \cdot ha^{-1}$) selon la vitesse des vents érosifs au cours de l'année 2007.....	65
Figure 2.22 : Rapport des bilans de masse mesurés sur PA et PB en fonction de la vitesse maximale des vents érosifs.....	66
Figures 2.23 : Evolution du flux suivant la distance au cours des événements du 01 juillet 2007 sur PI (a) et 07 juillet 2007 sur PI (b), PA et PB (c).....	69
Figure 2.24 : a) variabilités spatiale de la surface du sol suite à un épisode d'érosion éolienne de faible intensité ; b) détails des zones rouge-claire c) détails des zones brun-rouge (Photos : Rajot, 2006).....	70
Figure 2.25 : Flux suivant un alignement de mâts dans l'axe du vent au cours de l'événement du 16 juin 2007.....	70
Figure 2.26 : Relation entre bilans de masse calculés par différence entre flux entrant et sortant de la parcelle et calculés à partir de la relation entre flux et distance à la limite non érodable de la parcelle.	71
Figure 2.27 : Photos aérienne des parcelles PA (à gauche) et PB (droite) en date du a) 29 octobre 2006 et b) 17 octobre 2009 (Photos PIXY, Rajot 2006 et 2009).....	73
Figure 2.28 : Suivi de la proportion de surface encroûtée sur PA.....	74
Figure 3.1 : Géomorphologie et villages du site de Saga Gorou.....	82
Figure 3.2 : Flux de peuplement (flèches) des terroirs de Saga Gorou (cadre rouge).....	82
Figures 3.3: Illustration des différents types de surface des terroirs de Saga Gorou : a) surface nue des plateaux, b) surface encroûtée en haut de versant sableux, c) récupération de terres par le zaï, d) champ encroûté en voie d'abandon. Noter les limites du champ en ligne herbeuse discontinues coupées par les croûtes d'érosion (ganganis) en haut à droite de la photo et en bas à gauche par exemple (Photos Abdourhamane Touré (a, b, c), et Rajot (d : PIXY).....	86

Figure 3.4 : Paille de mil ramassée de la surface des champs et stockées pendant la saison sèche (Photos : Abdourhamane Touré, 2009).....	90
Figure 3.5 : a) principaux mares et lacs de la zone d'étude, les koris apparaissent en lignes irrégulières (Images Google de janvier 2011, www.googleearth.com), b) image d'un kori de Saga Gorou (Photo : Abdourhamane Touré, 2009).....	92
Figure 3.6 : Schéma d'évolution du lit de Tondi Gamey (TG) d'après les informations données par les populations riveraines.....	93
Figures 3.7 : a) maraîchage et vergers de manguiers autour de Bangou Bi (Images Google de janvier 2011, www.googleearth.com), b) maraîchage dans Tondi Gamey (Photo : Bichet, 2009).....	95
Figure 3.8 : Cartographie diachronique des terroirs de Saga Gorou.....	98
Figure 3.9 : Evolution de la végétation de la brousse tigrée entre 1950 et 2009 à Saga Gorou.....	99
Figure 3.10 : Evolution des occupations des sols des versant sableux de Saga Gorou.....	100
Figure 3.11 : Evolution du réseau hydrographique entre 1950 et 1975 sur le site de Saga Gorou.....	101
Figure 4.1 : a) vue aérienne de Bangou Bi et Bangou Kirey (image Google de janvier 2011, www.googleearth.com) b) échantillons d'eau de Bangou Bi (à gauche) et Bangou Kirey (à droite) (Photo : Rajot, 2008).....	108
Figure 4.2 : pH de Bangou Bi (BB) et Bangou Kirey (BK).....	109
Figure 4.3 : Echelle graduée dans le lac Bangou Bi (Photo : Abdourhamane Touré, 2009).....	110
Figure 4.4 : Collecteur de dépôt de poussière (Frisbee) sur Bangou Bi, la flèche la direction du vent (Photo : Mamane, 2009)	111
Figure 4.5 : Variation de la cote des eaux de Bangou Bi.....	113
Figure 4.6 : Evolution du flux de dépôts éoliens sur Bangou Bi de novembre 2007 à novembre 2009.....	114
Figures 4.7 : a) Evolution comparative de la concentration en MES dans Bangou Kirey et Bangou Bi (avril 2009 à mars 2010) ; b) concentration en MES dans Bangou Kirey. (novembre 2007 à avril 2010).....	117
Figures 4.8 : Dépôt de poussière et concentration en MES dans Bangou Bi.....	118
Figure 4.9 : Suivis de la cote des eaux de Bangou Bi et de la pluviométrie.....	120

Figure 4.10 : Flux de dépôts éoliens sur Bangou Bi (rond plein) et flux horizontaux d'érosion éolienne mesurés à Banizoumbou (rond vide et échelle inverse).....	122
Figure 4.11 : Débouchés des principales ravines dans Bangou Kirey avec leurs cônes de déjection édifiés en aval (Image Google de janvier 2011, www.googleearth.com).....	123
Figure 4.12 : Suivi de la pluviométrie et de la concentration en MES dans Bangou Kirey entre avril 2009 et mars 2010.....	125
Figure 4.13 : Variations de la concentration en MES dans Bangou Kirey et de la cote des eaux de Bangou Bi.....	125
Figure 4.14 : Complexe limnique de Saga Gorou, points de carottage.....	128
Figure 4.15 : Carottage dans le lac de Bangou Kirey avec le carottier UWITEC (Photo : Rajot, 2008).....	129
Figure 4.16 : Carottage dans Tondi Gamey avec le carottier russe (Photo : Bichet, 2008)...	129
Figure 4.17 : Bathymétrie de Bangou Kirey (abscisse = longitude, ordonnée = latitude en degrés décimaux).....	131
Figure 4.18 : profil bathymétrique de Bangou Kirey.....	131
Figure 4.19 : Images scannée et SCOPIX de BK08-02 et variations de la susceptibilité magnétique (SM) et de la colorimétrie (R = Rouge et L* = luminescence) sur la carotte BK08 - 02.....	142
Figure 4 20 : Variations de l'intensité des éléments (Si, Al, K, Cl, Fe, Ti, Ca, Mn, S) mesurée par SFX sur la carotte BK08-02.....	143
Figure 4.21 : Variations des rapports d'intensité élémentaire mesuré par SFX (Fe/Ti, Mn/Ti, Ca/Fe et S/Cl) sur la carotte BK08-02.....	144
Figure 4.22 : a) Traitement du signal brut, mesuré sur l'image scannée de BK08-02, avec Strati-Signal b) signal filtré permettant une distinction des lamines claires et sombres, et la détermination de l'épaisseur des lamines.....	146
Figure 4.23 : Epaisseurs des lamines claires (LC) et sombres (LS) sur la carotte BK08-02..	150
Figure 4.24 : Stocks granulométriques des lamines claires et sombres autour des cotes 85 – 86 cm de BK08-02 (abscisse = diamètre en phi, ordonnée = fréquence).....	151
Figure 4.25 : Détermination des différents faciès de lamines à partir des lames minces.....	153

Annexes

1. Calcul de la direction moyenne des vents érosifs au cours d'un événement

Cette direction est mesurée à 6 m du sol par un anémomètre sonic 2D (Windsonic Gill Instrument Ltd) situé à 200 m de PA. Comme pour les anémomètres, la mesure de la direction du vent est effectuée toutes les 10 secondes, mais seule la moyenne sur 5 minutes est stockée dans la centrale d'acquisition (CR200 Campbell ©). Au cours d'un événement érosif, cependant, la direction des vents varie d'un intervalle de temps à l'autre. Ainsi, une direction moyenne a été calculée pour chaque événement érosif en pondérant les mesures de direction par la vitesse du vent élevée à la puissance trois. En effet, il existe une relation de proportionnalité entre le flux horizontal et le cube de la vitesse des vents érosifs (Bagnold, 1941). Ainsi, cette pondération nous permet de nous approcher de la direction suivant laquelle il y a le plus d'érosion.

$$D_{im} = \text{somme } (U_i^3 \times D_i) / \text{somme } (U_i^3)$$

D_{im} (°) est la direction moyenne, D_i (°) la direction mesurée par la station météorologique pendant l'intervalle de temps i (5mn) et U_i (m/s) est la vitesse mesurée sur le même intervalle.

2. Calcul des distances séparant un mât de BSNE d'une limite non érodable (Nicolas Mouget)

Les limites non érodables (jachères ou bandes végétalisées) qui entourent les parcelles ainsi que les postes de BSNE ont été repérées par leurs coordonnées géographiques grâce à l'utilisation d'un GPS de type Garmin. Ces coordonnées ont été ensuite converties en coordonnées cartésiennes dans la projection UTM (Universal Transverse Mercator).

Ainsi, chaque limite non érodable, rectiligne et fixe, a été caractérisée par une équation linéaire de type $Y = aX + b$ (1), a et b étant des réels.

La distance des BSNE à ces limites varie cependant en fonction de la direction des événements érosifs. Ainsi pour un $BSNE_I$ de coordonnées (X_b, Y_b) , on considère un point M (X_m, Y_m) tel que la droite $(BSNE_I, M)$ soit parallèle à la direction du vent érosif et que M appartienne à la limite non érodable la plus proche suivant la direction des vents érosifs. Si on considère α la mesure de l'angle (en radian) formé par la droite $(BSNE_I, M)$ et la limite non érodable la plus proche, alors : la droite $(BSNE_I, M)$ aura pour équation :

$$Y = \alpha X + d \text{ avec } d = Y_b + \alpha X_b \quad (2)$$

M appartenant à la fois à la limite non érodable et à la droite $(BSNE_I, M)$ alors on aura :

$$\text{à partir de l'équation (1) : } Y_m = aX_m + b \quad (3)$$

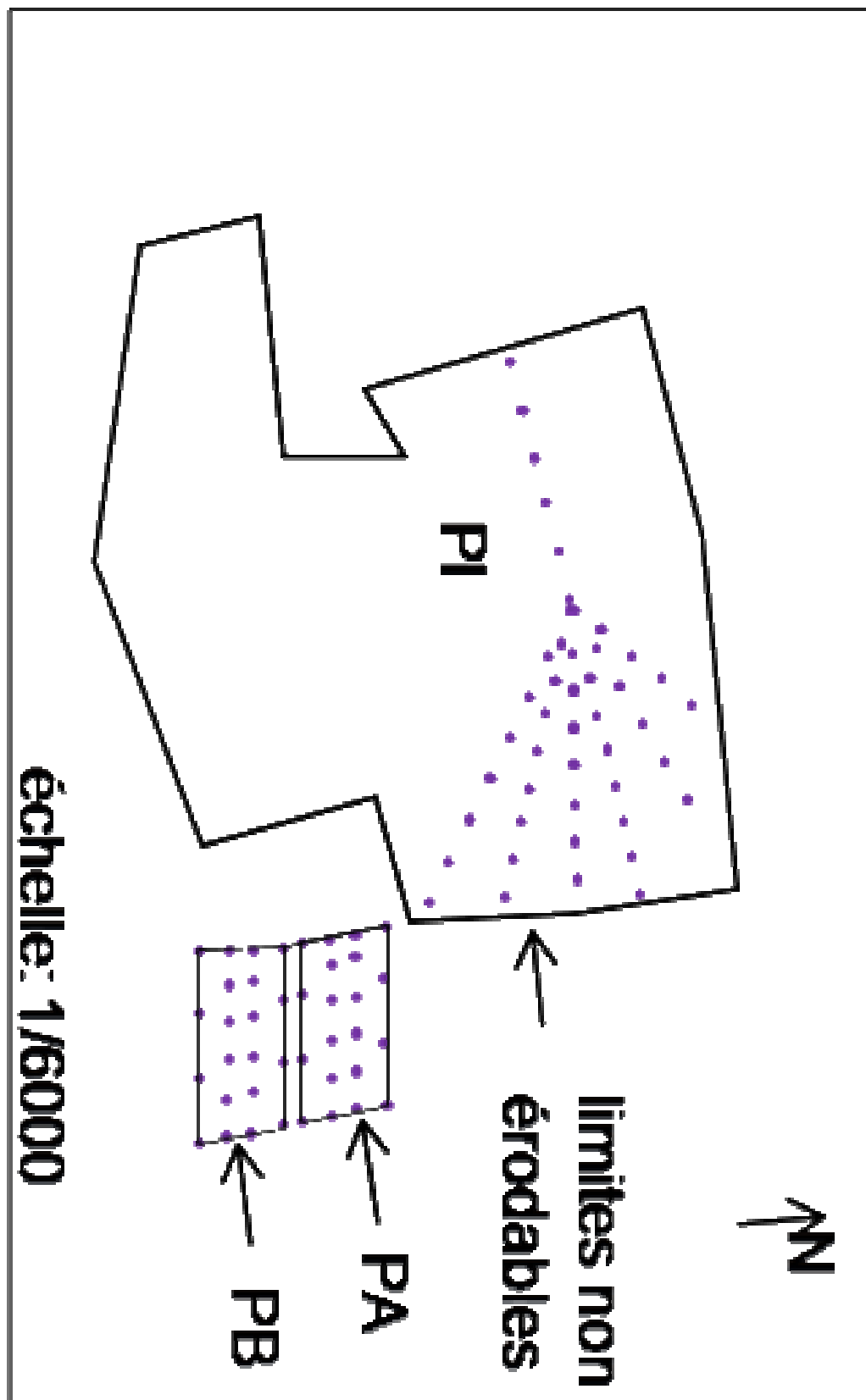
$$\text{à partir de l'équation (2) : } Y_m = \alpha X_m + d \quad (4)$$

$$\text{Des équations (3) et (4), on déduit } X_m = (d - b)/(a - \alpha) \text{ et } Y_m = \alpha X_m + d \quad (5)$$

La distance d qui sépare le $BSNE_I$ de la limite non érodable est alors déterminée par la formule : $d = \text{racine } ((X_b - X_m)^2 + (Y_b - Y_m)^2)$ (6).

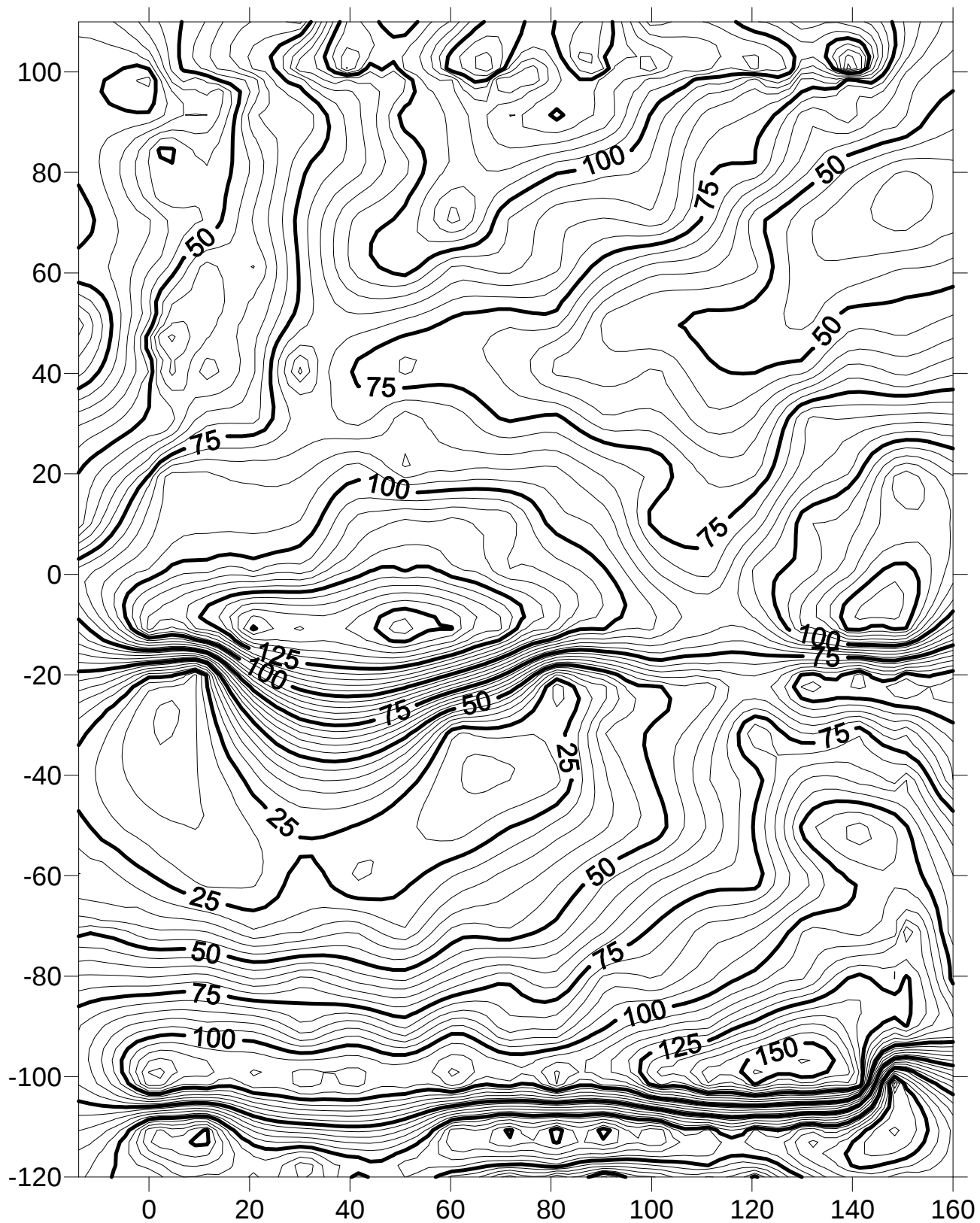
Le calcul du flux en fonction de la distance se fait en affectant à chaque poste de BSNE la distance calculée et le flux mesuré correspondant.

3. Plan du dispositif des mâts de BSNE sur PI, PB et PA. Sur PA et PB, 5 mâts ne sont pas représentés dont 3 du côté Est et 2 au Sud (dispositif de PA et PB : figure 4.2).



4. Topographie des parcelles PA et PB

Le lever topographique a été effectué, en septembre 2006, avec l'utilisation d'un niveau de chantier (lunette de visée de type Wild Heerbrugg NK 10), une mire et une chaîne graduée longue de 50 m. Le réticule de la lunette de visée porte 2 traits symétriques par rapport au trait niveleur. Ainsi, l'image de la mire (tenue perpendiculairement à la visée) se projette sur le réticule et la lecture de hauteur se fait aux 3 niveaux du réticule (bas, milieu, haut). Ces mesures permettent de corriger d'éventuelles erreurs de lecture puisque l'altitude mesurée avec le trait centrale du réticule est la moitié de la somme des valeurs lues en bas et en haut. Après le lever des points repères (souches d'arbres morts) à l'intérieur de chaque parcelle, 11 transects de 15 points de lever et de direction est-ouest ont ainsi été tracés. Ces transects étaient espacés l'un de l'autre par une distance de 10 m. Par ailleurs, plusieurs levés ont été effectués sur les limites des parcelles et dans les bandes de végétation qui isolent les parcelles PA et PB. Ainsi, le milieu de chaque bande de végétation a constitué un transect. L'ensemble de ces points ont été répertoriés dans un repère cartésien (X,Y, exprimés en mètre) qui a eu pour origine le mât de BSNE installé dans le coin SW de la parcelle PA. X et Y ont été comptés positivement respectivement de l'Ouest vers l'Est et du Sud vers le Nord. L'altitude Z est exprimée en centimètre. L'établissement définitif de la carte est réalisé par utilisation du logiciel Surfer. Sur cette carte, les courbes de niveau sont exprimées en centimètre (figure ci dessous).

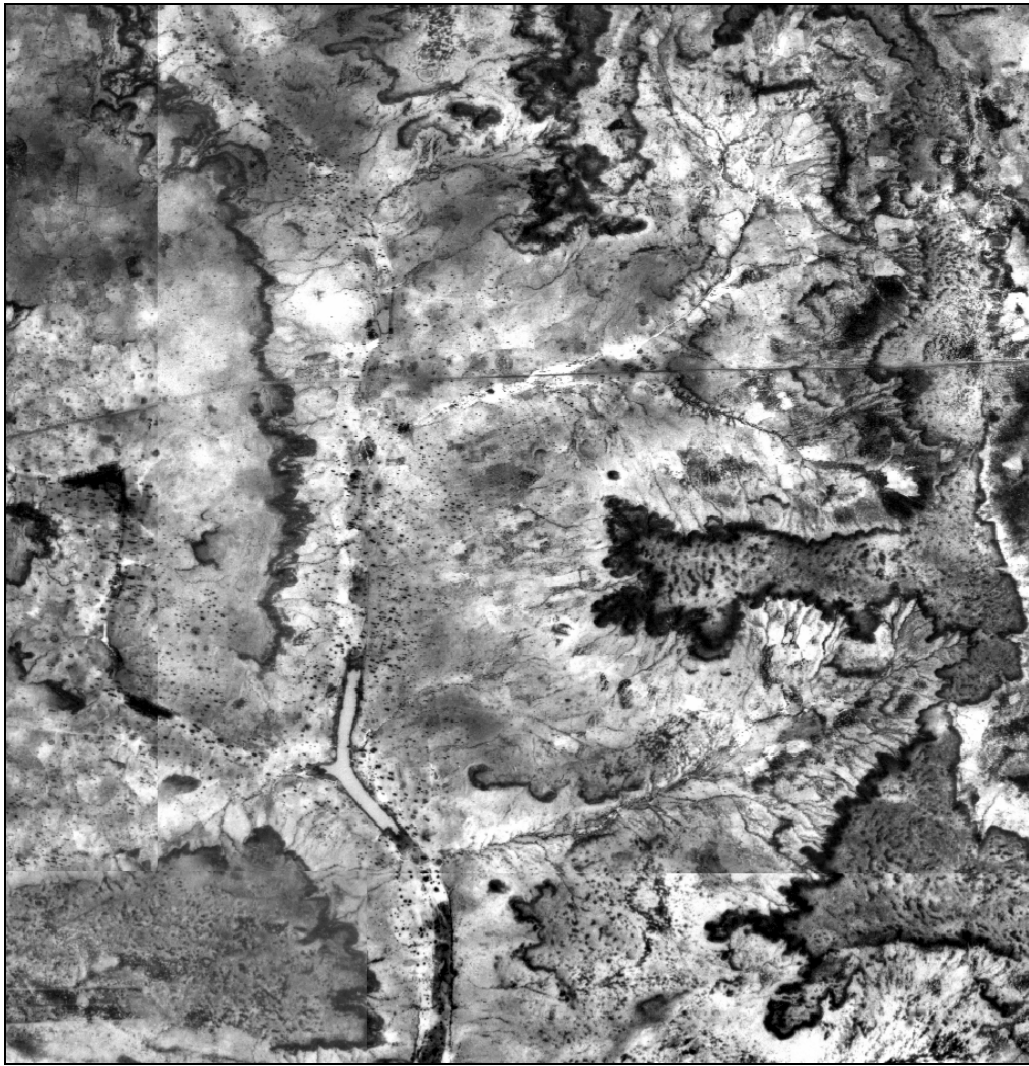


5. Mosaïques des photographies aériennes de 1950 et 1975 de la zone d'étude de Saga Gorou



1950





1975

Echelle

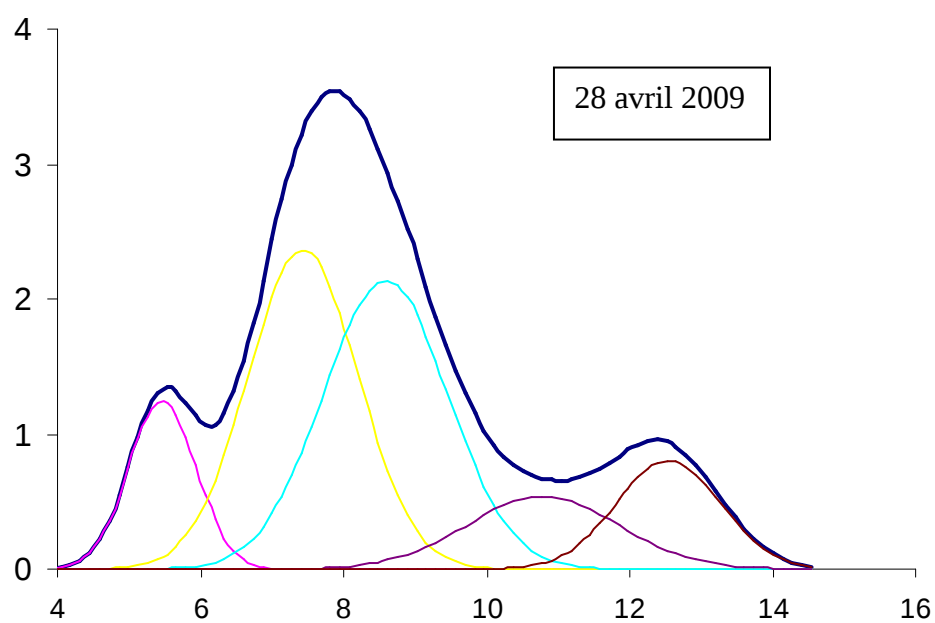
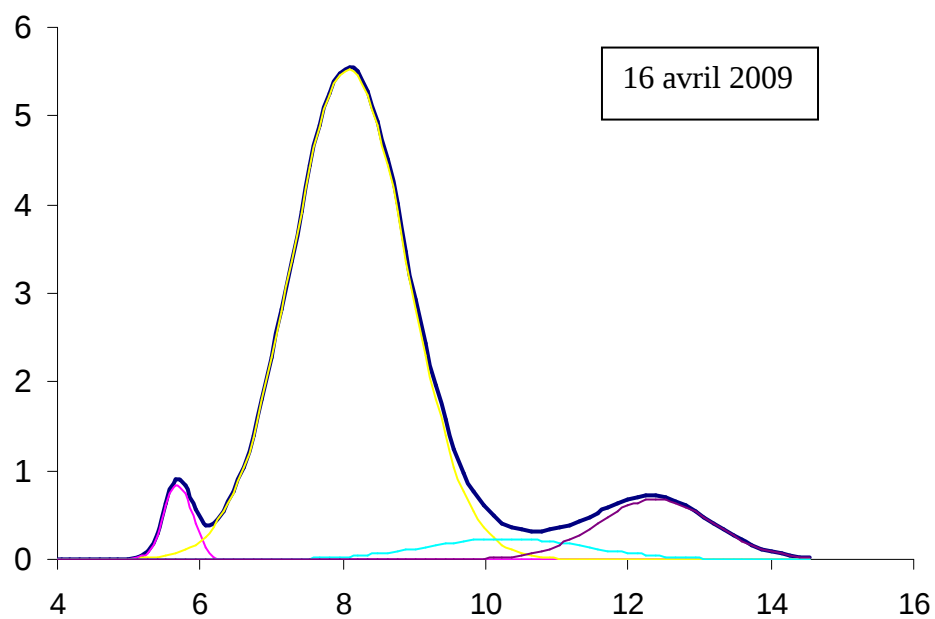
0 2500 5000m

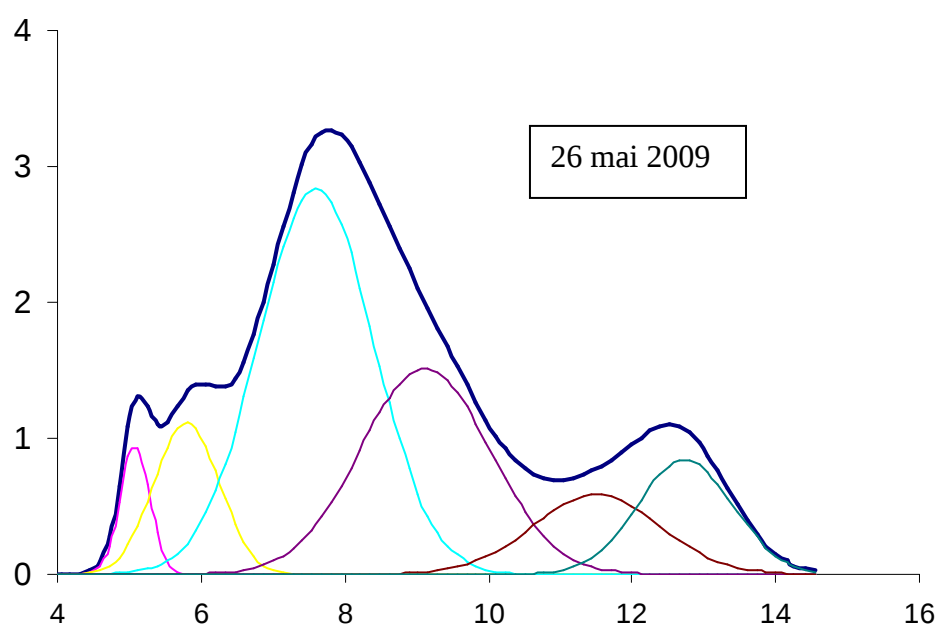
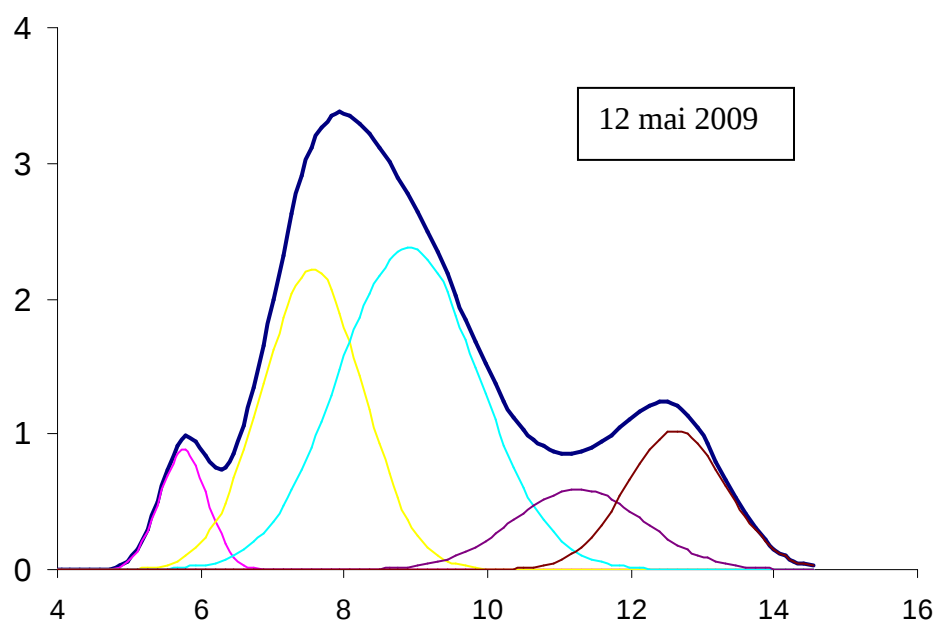


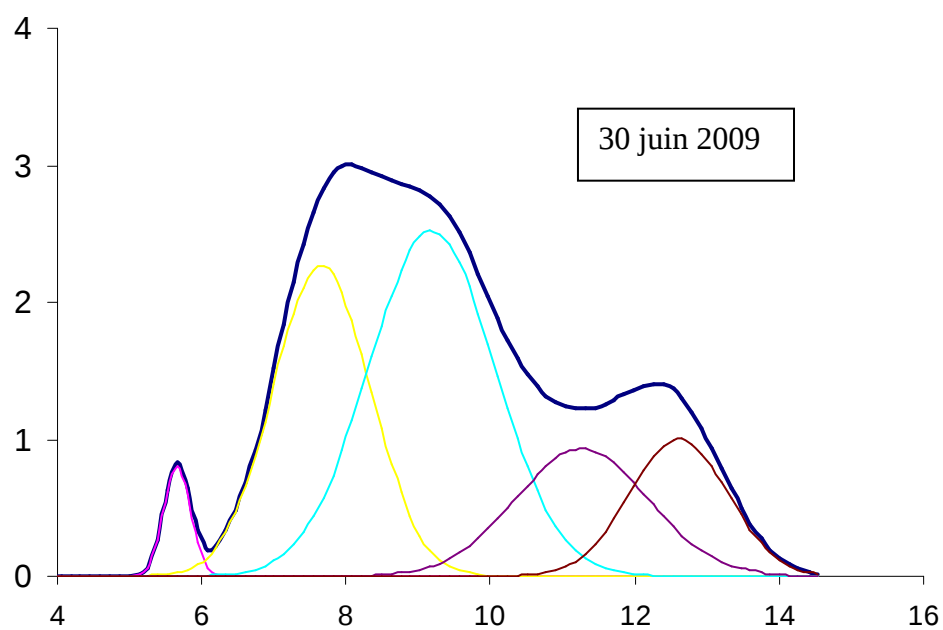
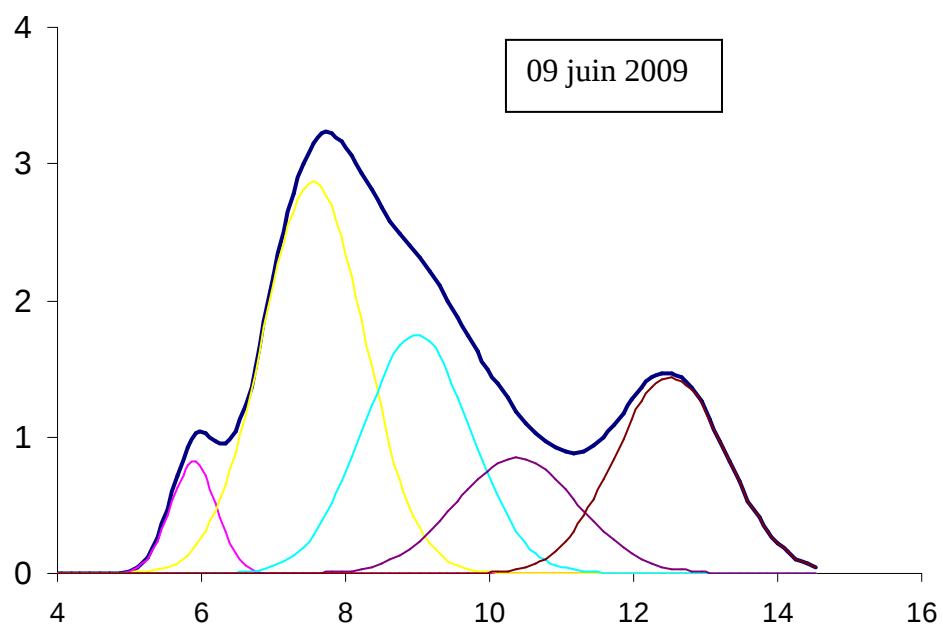
6. Stocks granulométriques des échantillons d'eau de Bangou Kirey : tableau récapitulatif des 16 échantillons pour lesquels les graphes de déconvolution sont présentés ensuite (abscisse = diamètre en phi et ordonnée = fréquence en %)

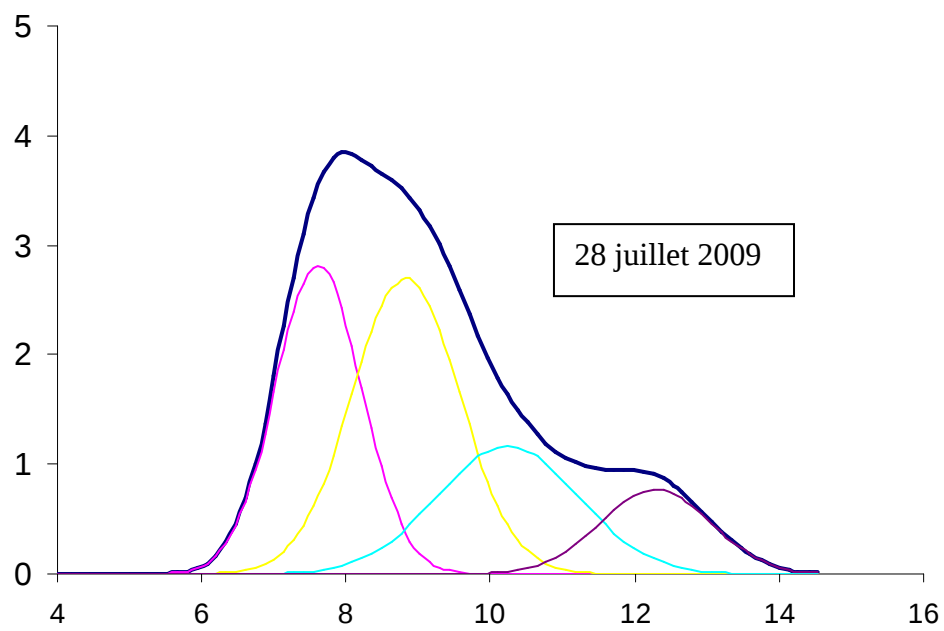
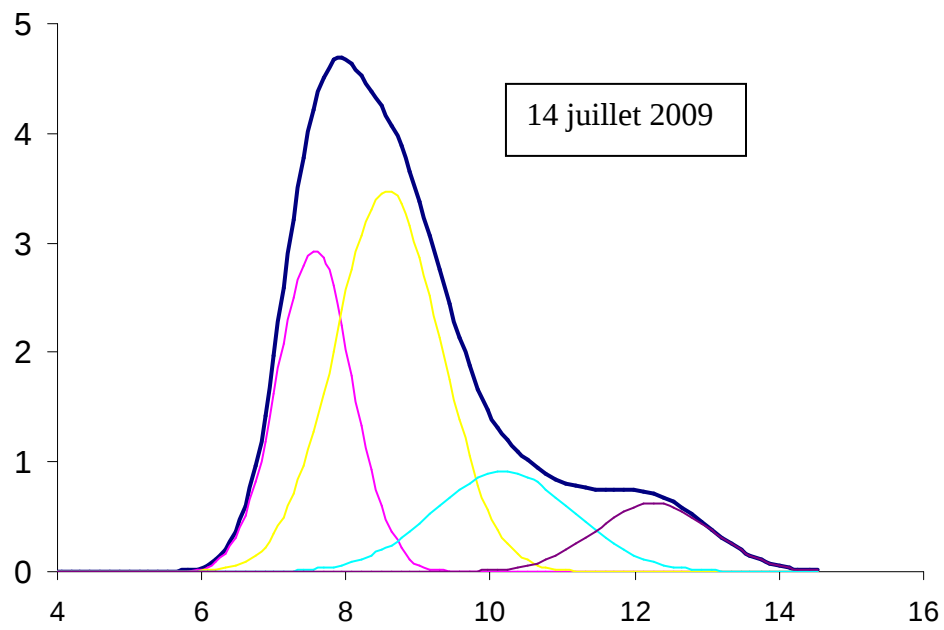
échantillon	stocks		
	μm	phi	%
16/04/2009	18.0	5.8	3.1
	3.4	8.2	83.6
	0.2	12.2	13.3
28/04/2009	21.7	5.5	9.5
	4.4	7.8	45.0
	2.0	9.0	31.0
	0.2	12.4	14.4
12/05/2009	17.6	5.8	4.7
	4.5	7.8	37.3
	1.6	9.3	39.0
	0.2	12.5	19.0
26/05/2009	27.4	5.2	3.7
	16.6	5.9	9.2
	4.7	7.7	44.1
	1.7	9.2	21.4
	0.4	11.4	10.7
	0.1	12.8	10.9
09/06/2009	15.7	6.0	4.8
	5.0	7.6	35.9
	1.9	9.0	24.6
	0.7	10.4	14.3
	0.2	12.6	20.3
30/06/2009	18.4	5.8	2.6
	4.6	7.8	28.0
	1.6	9.3	41.8
	0.3	11.5	16.7
	0.1	12.7	10.9
14/07/2009	5.6	7.5	13.7
	3.4	8.2	27.8
	1.5	9.4	42.1
	0.2	12.0	16.4
28/07/2009	4.6	7.8	30.4
	2.2	8.8	51.2
	0.3	11.6	18.4
11/08/2009	4.8	7.7	48.4

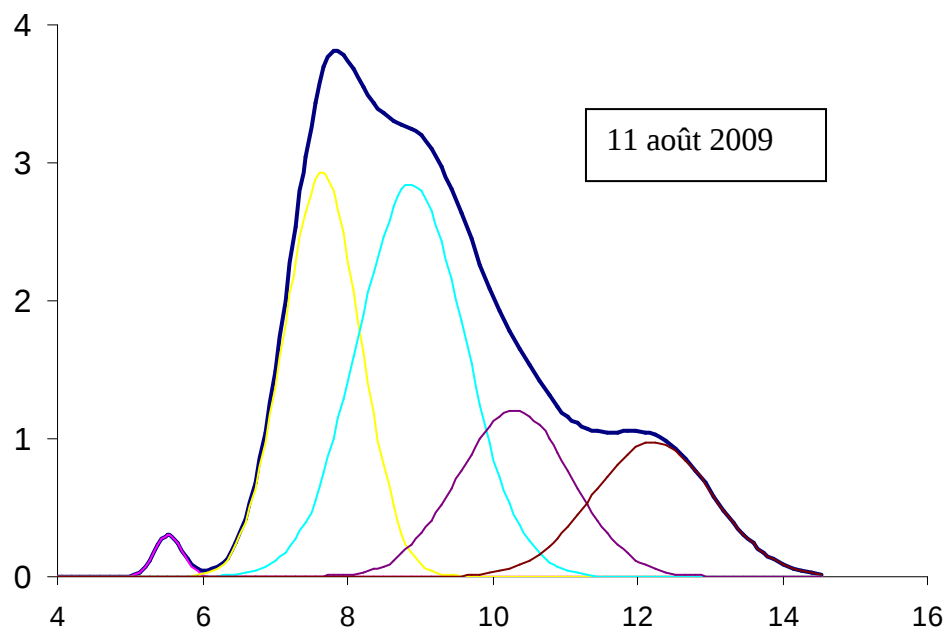
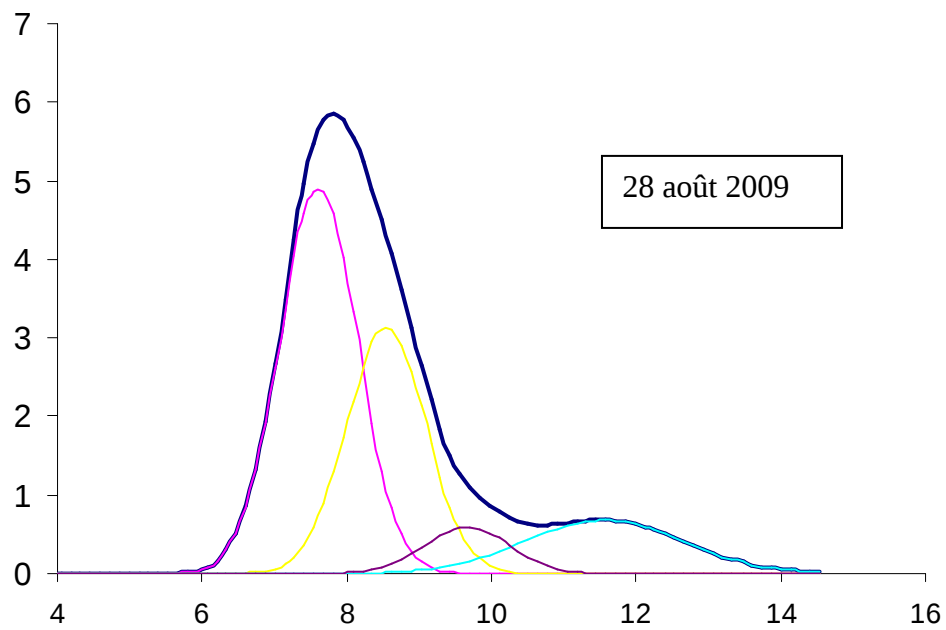
	2.5	8.6	31.5
	0.9	10.1	11.4
	0.2	12.1	8.7
28/08/2009	20.0	5.6	1.1
	4.9	7.7	23.7
	2.2	8.8	41.2
	0.9	10.2	16.4
	0.4	11.5	7.0
	0.2	12.6	10.6
08/09/2009	5.4	7.5	22.2
	1.4	9.4	44.0
	0.5	11.1	21.9
	0.2	12.6	11.9
29/09/2009	5.2	7.6	21.9
	1.7	9.2	50.0
	0.4	11.3	17.7
	0.2	12.7	10.4
13/10/2009	5.1	7.6	20.6
	1.5	9.4	46.5
	0.4	11.3	15.3
	0.2	12.6	17.7
27/10/2009	7.5	7.1	10.6
	4.5	7.8	8.4
	1.3	9.5	58.0
	0.2	12.0	13.6
	0.1	13.0	9.4
10/11/2009	12.8	6.3	3.1
	4.8	7.7	27.9
	1.7	9.2	24.1
	0.8	10.4	19.4
	0.3	11.8	11.5
	0.1	12.8	14.0
	17.3	5.9	7.2
08/12/2009	7.3	7.1	28.6
	3.7	8.1	13.5
	1.3	9.6	18.9
	0.4	11.2	15.5
	0.1	12.7	16.3

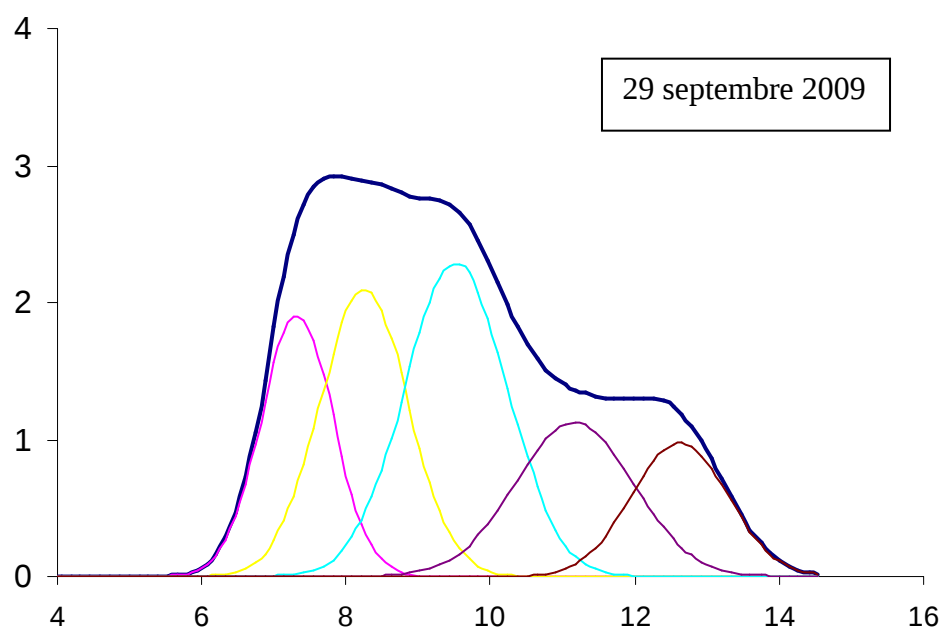
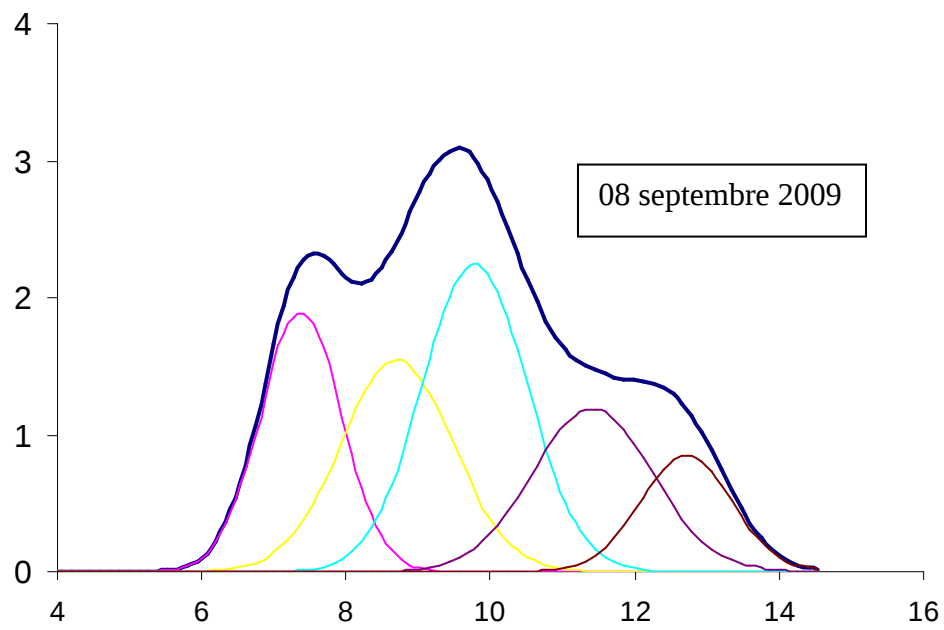


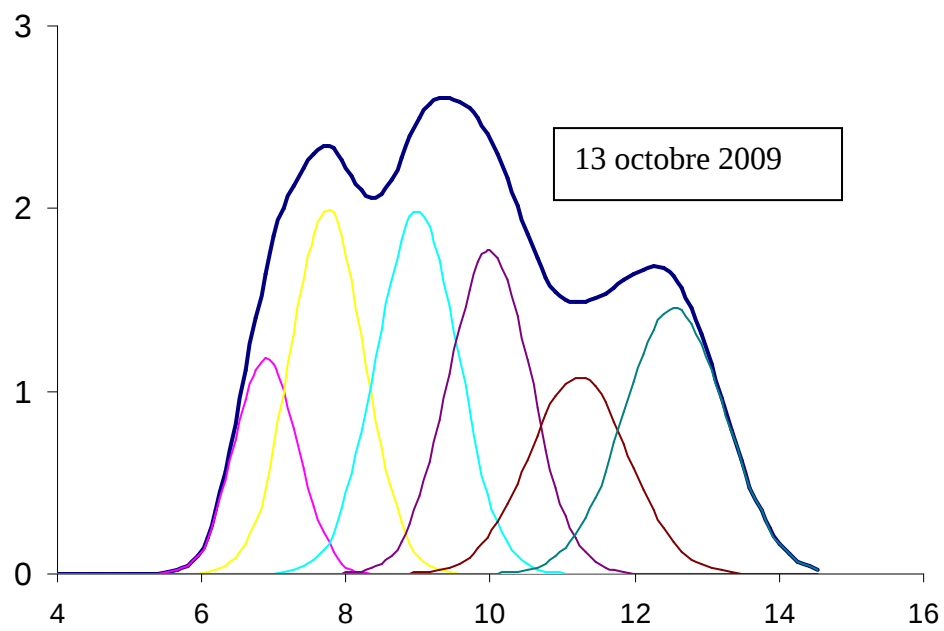
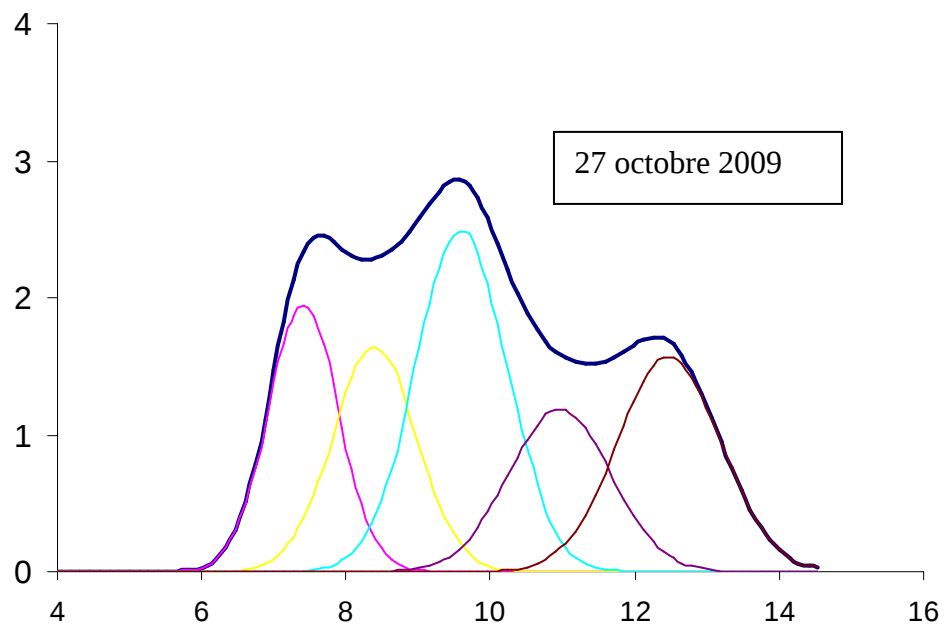


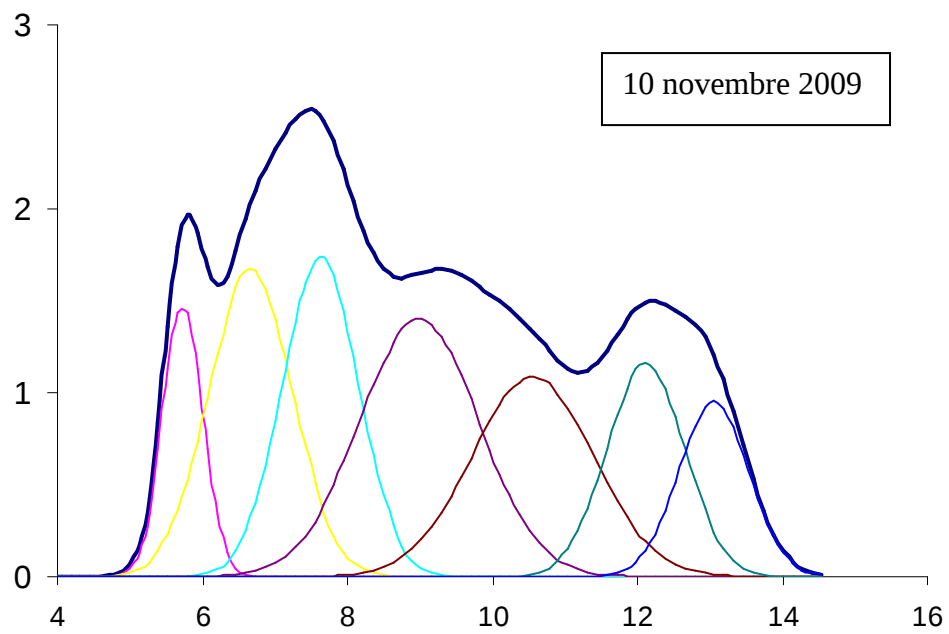
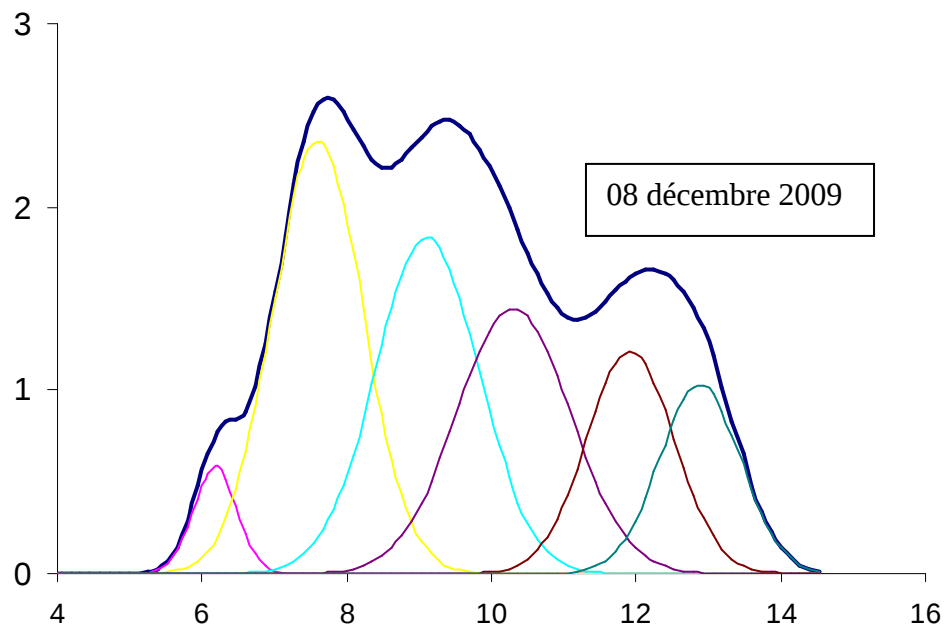




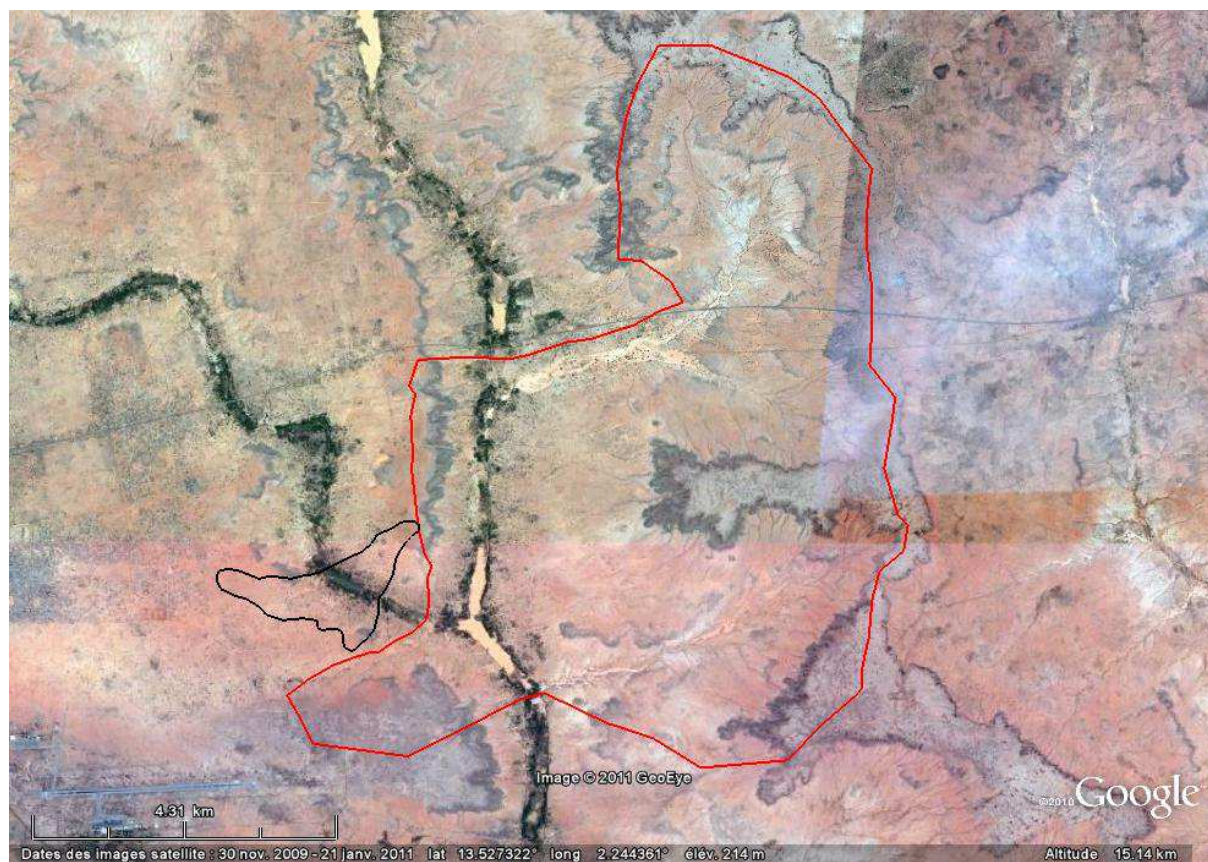








7. Bassin versants de Bangou Bi (ligne noire) et Bangou Kirey (ligne rouge)



8. Indices de Folk déterminés pour 56 échantillons de la séquence sédimentaire BK08-02, les cases grises correspondent aux lamines claires

Echantillons	Cote (mm)	Moyen (phi)	Classement	Asymétrie	Acuité
BK1	844.0	8.31	-1.65	0.13	0.87
BK2	845.5	8.94	-1.70	0.06	1.13
BK3	846.5	8.62	-1.41	0.03	1.05
BK4	847.5	8.49	-1.39	0.01	1.02
BK5	848.5	8.44	-1.51	0.05	0.98
BK6	849.5	8.80	-1.37	0.11	1.13
BK7	850.5	8.40	-1.40	-0.02	0.93
BK8	851.5	8.26	-1.56	0.06	0.95
BK9	852.5	8.35	-1.47	0.00	0.98
BK10	853.5	8.22	-1.45	-0.01	0.96
BK11	854.5	8.22	-1.42	-0.01	0.96
BK12	855.5	8.13	-1.51	-0.05	0.92
BK13	856.5	8.22	-1.45	-0.01	0.96
BK14	857.5	8.13	-1.60	-0.06	0.89
BK15	858.5	7.99	-1.72	-0.09	0.86
BK16	859.5	8.94	-1.63	0.11	1.08
BK17	860.5	8.80	-1.56	0.07	1.02
BK18	861.5	8.71	-1.48	0.08	1.04
BK19	862.5	8.44	-1.42	0.07	1.02
BK20	863.5	8.44	-1.42	0.07	1.00
BK21	864.5	8.62	-1.33	0.06	1.04
BK22	865.5	8.35	-1.16	-0.01	0.85
BK23	866.5	8.26	-1.29	-0.09	1.01
BK24	867.5	8.04	-1.43	-0.10	0.73
BK25	868.5	7.63	-1.64	-0.13	0.66
BK26	869.5	8.08	-1.56	-0.01	0.80
BK27	870.5	7.86	-1.57	-0.08	0.82
BK28	871.5	7.77	-1.77	-0.02	0.73
BK29	872.5	8.26	-1.56	0.06	0.95
BK30	873.5	8.17	-1.49	0.01	0.96
BK31	874.5	8.26	-1.40	0.05	0.93
BK32	875.5	7.99	-1.65	0.01	0.92
BK33	876.5	7.86	-1.68	-0.07	0.82
BK34	877.5	7.77	-1.76	-0.11	0.78
BK35	878.5	8.04	-1.97	0.04	0.78
BK36	879.5	8.22	-1.85	0.04	0.93
BK37	880.5	8.26	-1.85	0.10	0.88
BK38	881.5	8.35	-1.76	0.06	0.96
BK39	882.5	8.62	-1.59	0.12	1.02
BK40	883.5	8.49	-1.51	0.00	0.97
BK41	884.5	8.35	-1.58	0.00	0.97
BK42	885.5	8.49	-1.45	0.01	0.96
BK43	85.0	8.62	-1.51	0.03	1.04
BK44	101.0	9.25	-1.56	0.07	1.17
BK45	103.0	8.85	-1.48	0.05	1.04
BK46	105.0	8.26	-1.51	-0.05	0.92
BK47	107.0	8.13	-1.74	0.02	0.84
BK48	109.0	8.58	-1.44	0.08	0.98
BK49	111.0	8.44	-1.42	0.04	1.02
BK50	113.0	8.44	-1.53	0.04	0.95
BK51	115.0	8.13	-1.40	-0.05	0.93
BK52	117.0	8.31	-1.40	0.05	1.00
BK53	119.0	8.31	-1.38	0.01	0.97
BK54	121.0	8.13	-1.36	-0.05	0.87
BK55	123.0	7.90	-1.52	-0.11	0.68
BK56	125.0	8.58	-1.31	0.10	1.13