

# FONCTIONNEMENT HYDRIQUE DE DIFFÉRENTS TYPES DE PLACAGES SABLEUX DANS LE SAHEL BURKINABÈ

THÈSE N° 3667 (2006)

PRÉSENTÉE LE 26 OCTOBRE 2006

À LA FACULTÉ DE L'ENVIRONNEMENT NATUREL, ARCHITECTURAL ET CONSTRUIT

Laboratoire d'hydrologie et aménagements

PROGRAMME DOCTORAL EN ENVIRONNEMENT

ÉCOLE POLYTECHNIQUE FÉDÉRALE DE LAUSANNE

POUR L'OBTENTION DU GRADE DE DOCTEUR ÈS SCIENCES

PAR

Dial NIANG

ingénieur en hydrologie diplômé de l'AGRHYMET, Niamey, Niger  
et de nationalité sénégalaise

acceptée sur proposition du jury:

Prof. J.-L. Scartezzini, président du jury

Prof. A. Mermoud, directeur de thèse

Dr C. Guenat, rapporteur

Dr O. Ribolzi, rapporteur

Prof. M. Vauclin, rapporteur



ÉCOLE POLYTECHNIQUE  
FÉDÉRALE DE LAUSANNE

Suisse 2006



## Remerciements

Le présent travail n'aurait pu être réalisé, sans le soutien multiforme dont j'ai pu bénéficier au plan institutionnel à travers la Direction du Développement et de la Coopération suisse (DDC), l'Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (EPFL), le Groupe EIER-ETSHER, l'Institut pour la Recherche et le Développement (IRD) et l'Institut National pour l'Environnement et la Recherche Agronomique du Burkina Faso (INERA).

Il me plaît de remercier particulièrement :

- le Professeur André Mermoud, Directeur du laboratoire Hydrologie et Aménagements de l'EPFL, pour avoir accepté de diriger cette thèse et surtout avoir su me stimuler et me conseiller constamment; sa visite du site de Dori, dans une période des plus difficiles sur le plan climatique a été pour moi un catalyseur pour l'accomplissement de ce travail. Ses qualités personnelles marquées par un optimisme inébranlable m'ont beaucoup instruit ;
- le Dr Michel Vauclin, Directeur de Recherche CNRS qui m'a fait profiter de sa grande expérience dans le domaine de la connaissance des sols. Il a pris le temps de corriger régulièrement mes manuscrits et de participer à chaque comité de pilotage malgré ses multiples occupations ;
- le Dr Olivier Ribolzi, Chercheur à l'IRD qui, avec beaucoup d'amitié, a soutenu mon effort de recherche et n'a cessé de suivre l'avancée des travaux réalisés malgré la distance ;
- les Dr Hamma Yacouba et Harouna Karambiri, Enseignants du Groupe EIER-ETSHER (GEE), pour leurs conseils et leur soutien tout au long de cette étude. Qu'il me soit aussi permis de remercier la direction du GEE qui n'a pas ménagé son soutien pour que ce travail soit mené à terme ;
- mon équipe de terrain, à savoir Mathieu Kaboré et Boureima Tou ; qu'ils reçoivent ici toute ma gratitude. J'exprime aussi mes remerciements à toute l'équipe de l'IRD avec qui j'ai passé de très bons moments au Burkina (Maxime Wubda, Yves Dzouali, Moussa Barry et Jean Bouéné). Je veux dire également ma reconnaissance à M. Lamourdia Thombiano, ex chercheur INERA pour son soutien initial et à la section INERA de Dori, en particulier à son Directeur Régional Souleymane Ganaba et au Chercheur André Kiéma pour m'avoir permis de compléter mes recherches sur leurs parcelles expérimentales ;
- toute l'équipe du laboratoire d'Hydrologie et Aménagements de l'EPFL pour m'avoir accepté parmi eux ;
- mes amis pour leur soutien tout au long de cette recherche. En particulier, Thiam Sina, Alassane Diouf Ciss, Kaba Lassana, Samba Bousso, Akponikpé Pierre, Diallo Mamadou, Martial Amoussou, Zal Ndir, Bienvenu Tandozag, le Dr Fafré Bagayoko et les doctorantes Mariam Sou et Mireille Barbier ;
- enfin ceux qui me sont les plus chers : ma famille et Hortense Noelle Amoussou qui m'ont soutenu sans compter durant ces années d'étude.

Lausanne, le 20 août 2006

## **Abstract**

The study was performed in the Sahelian part of Burkina Faso. The country is subject to difficult climatic conditions, a strong demographic growth and a continuous decrease in soil fertility. The resulting degradation affects the processes which govern ecological systems and leads, on the long run, to a modification of the ecosystems. This is particularly the case of the eolian formations, the only ecological units susceptible of being useful in the area, since they present good infiltration capacity and support the main part of the vegetation.

Field measurements (rainfall, runoff, saturated hydraulic conductivity, bulk density, hydraulic conductivity function, soil water content and pressure head) have been done to assess the impacts of the environmental degradation on the hydrodynamic behavior of these formations. Within this context, an experimental device made of seven measurement sites has been installed in three contrasting zones.

The results show significant differences in the hydrodynamic behavior of the soils, according to their surface properties. On one hand, the sites located on an erosion crust as well as on a drying crust in transition towards an erosion crust, are characterized by a low infiltration capacity which favors runoff. The quantity of infiltrated water is very low when compared to total precipitation. Water is stored near the soil surface (in the first 30 cm) favoring evaporation in the days following rainfall events. Thus, little water is available for plants. The resulting water stress causes a weak density, or even complete absence of plants which have difficulties to colonize such surfaces. Surface runoff is favored with runoff coefficients ranging from 50 to 80 %. On the other hand, the sites situated on drying crusts are characterized by good hydraulic conductivity and infiltration capacity. The storage of water in the root zone is more important. Water flows deeper into the soil and, occasionally, drains at the reference depth of 50 cm. The runoff coefficients were found to be lower than in the other sites (30 to 40 %).

This differentiated behavior is one of the main factors affecting the formation of different landscapes in the area through the existence of a relationship between soil surface properties, the type of landscape and the ratio runoff/infiltration. The sites located on an erosion crust and those in transition towards an erosion crust behave like impluviums, while those situated on drying crusts are more favorable to infiltration.

Observation of the evolution of the hydraulic properties of the soil surface shows a progressive alteration that frequently leads to strongly degraded mediums unfavorable to plants. Control and rehabilitation methods considered in the study, namely "restoration" and "mise en défens" have only partial and time-limited effects; they do not make it possible to stop durably degradation or to favor rehabilitation. Among the other measures assessed on the INERA plots, only the restitution to the soil of the beforehand mown plants causes an improvement of the soil surface properties; the restitution causes the formation of an important macroporal system favoring water infiltration and circulation in the soil. The effects of those different measures occur mainly in the first years after their introduction and concern especially vegetation regeneration, soil protection against degradation factors, improvement of hydrodynamic soil properties, reduction of runoff and erosion. They make it possible to slow down soil degradation, but not to stop it definitively.

Within this context, proposals of further studies focussed on other measures to control and rehabilitate degraded areas have been suggested, taking into account the specificity of the sahelian zone, the endogenous knowledge of the agro-pastors, as well as socio-economic and ecological conditions.

**Keywords:** Infiltration, Runoff, Sahel, Soil hydrodynamics and physical properties, Sandy soil crusting

## Résumé

La présente recherche a été menée dans la partie sahélienne du Burkina Faso. Ce pays connaît des conditions climatiques précaires, une croissance démographique relativement élevée et une baisse continue de la fertilité des sols. La dégradation qui en résulte, provoque une modification des processus et mécanismes qui régissent les systèmes écologiques, ce qui, à terme, aboutit à une modification de l'état et de l'aspect de ces écosystèmes. C'est particulièrement le cas des formations éoliennes, les seules unités écologiques susceptibles d'être utilisables dans cette région car présentant une capacité d'infiltration notable et supportant l'essentiel de la végétation.

Compte tenu du rôle assigné à ces formations éoliennes, des mesures de terrain ont été effectuées pour évaluer l'impact de la dégradation du milieu sur leur fonctionnement hydrique (pluie, ruissellement, conductivité hydraulique à saturation, masse volumique sèche, fonction de conductivité hydraulique, charge de pression, teneur en eau, etc.). C'est dans ce contexte qu'un dispositif expérimental constitué de sept sites de mesure a été installé dans trois zones distinctes.

Les résultats font ressortir deux ensembles présentant des caractéristiques bien différenciées. D'une part, un ensemble englobant les sites sur croûte d'érosion et croûte de dessiccation en transition, caractérisé par une faible capacité d'infiltration favorisant le ruissellement (coefficient de ruissellement compris entre 50 et 80 %). D'autre part, les sites placés sur croûte de dessiccation, caractérisés par une bonne conductivité hydraulique, une vitesse d'infiltration élevée et un coefficient de ruissellement situé entre 30 et 40 %.

Les caractéristiques de surface de ces deux ensembles déterminent l'importance de la réserve hydrique du sol. Dans le cas du premier ensemble (sites situés sur croûtes d'érosion et de dessiccation en transition), la quantité d'eau infiltrée est très faible par rapport à l'importance des pluies. Ce faible stock n'est emmagasiné que superficiellement (dans les trente premiers centimètres), ce qui favorise une reprise par évaporation très rapide dans les jours qui suivent l'événement pluvieux. La faible recharge hydrique disparaît très rapidement, ce qui rend l'eau peu disponible et donc d'une faible utilité pour les espèces végétales. Le stress hydrique qui en résulte explique la faible densité du couvert végétal, voire son absence, ainsi que les difficultés rencontrées par la végétation pour s'y installer et s'y maintenir. Dans le deuxième ensemble (sites placés sur croûte de dessiccation), le stock d'eau emmagasiné est plus

important. L'eau pénètre plus profondément, si bien que l'épuisement du stock hydrique se fait plus tardivement; par ailleurs, on observe un drainage occasionnel à la profondeur 50 cm.

Ce comportement hydrodynamique différencié des sols constitue l'un des facteurs majeurs de la formation des différents paysages (glacis, placages sableux) rencontrés dans la région. Il semble ainsi s'établir une relation entre le type d'états de surface, le type de paysages et le rapport ruissellement/infiltration de l'eau au niveau du sol. Les sites à croûtes d'érosion et en transition fonctionnent comme des impluviums alors que ceux à croûtes de dessiccation sont plus favorables à l'infiltration.

Le suivi de l'évolution des propriétés hydrauliques de surface des sols étudiés témoigne d'une altération progressive qui débouche fréquemment sur des milieux fortement dégradés et peu aptes à supporter de la végétation. Les méthodes de prévention ou de réhabilitation considérées dans l'étude, à savoir la restauration et la mise en défens, n'ont que des effets partiels et limités dans le temps; elles ne permettent pas d'interrompre durablement la dégradation, encore moins de favoriser une réhabilitation. Parmi les autres mesures de protection évaluées sur les parcelles d'essais de l'INERA, seule la restitution au sol des végétaux préalablement fauchés occasionne une amélioration des propriétés du sol en assurant le développement d'un système macroporal important qui favorise l'infiltration et la circulation de l'eau dans le sol. Toutefois, les effets de ces différentes techniques se manifestent surtout dans les premières années de mise en œuvre et concernent principalement la régénération du couvert végétal (amélioration de la production primaire et modification de la structure de la végétation), la protection du sol contre les agents de dégradation (pluies, vent, etc.), l'amélioration des propriétés hydrodynamiques du sol et la réduction du ruissellement et de l'érosion; elles permettent de ralentir, mais pas d'arrêter totalement la dégradation des sols.

C'est dans ce contexte qu'un certain nombre de propositions de prolongement de l'étude vers d'autres méthodes de prévention et de réhabilitation des zones dégradées prenant en compte la spécificité des milieux sahéliens, les connaissances endogènes des agro-pasteurs et les conditions socio-économiques et écologiques des zones concernées ont été suggérées.

**Mots-clés:** Infiltration, ruissellement, Sahel, propriétés physiques et hydrodynamiques des sols, placages sableux.

## TABLE DES MATIERES

Introduction	1
I Etat de l'art	7
1.1 Dégradation des ressources naturelles et baisse de la fertilité des sols	8
1.1.1 Causes anthropiques	8
1.1.2 Péjoration climatique	9
1.1.3 Températures et vents	9
1.1.4 Baisse de la fertilité des sols	10
1.1.5 Formation des croûtes superficielles	10
1.1.6 Erosion, ruissellement et infiltration	11
1.2 Nécessité d'une lutte anti érosive	12
II Contexte géographique	13
2.1 Sahel	13
2.2 Caractéristiques du Sahel burkinabé	13
2.2.1 Climat	14
2.2.2 Géomorphologie	15
2.2.3 Sols	15
2.2.4 Végétation	16
III Matériels et méthodes	18
3.1 Zone d'étude	18
3.1.1 Eléments climatiques	18
3.1.2 Etats de surface	24
3.2 Sites expérimentaux	28
3.2.1 Localisation des sites expérimentaux	28
3.2.2 Equipement des sites expérimentaux	29
3.3 Protocole expérimental	31
3.3.1 Caractérisation des propriétés physiques des sols	31
3.3.2 Suivi de l'évolution temporelle des propriétés hydrauliques de surface	31
3.3.3 Suivi des variables d'état	40

IV Résultats et discussion	43
4.1 Caractérisation des propriétés physiques et hydrodynamiques	43
4.1.1 Profils pédologiques	43
4.1.2 Masse volumique sèche, teneur en matières organiques et porosité	45
4.1.3 Conductivité hydraulique à 50 cm de profondeur	47
4.2 Suivi de l'évolution temporelle des propriétés hydrauliques de surface	49
4.2.1 Conductivité hydraulique à saturation	49
4.2.2 Conductivité hydraulique non saturée	52
4.2.3 Sorptivité capillaire et dimension moyenne des pores fonctionnels	56
4.2.4 Discussion	59
4.3 Suivi des variables d'état et des composantes du bilan hydrique	64
4.3.1 Suivi de la teneur en eau et de la charge de pression	64
4.3.2 Détermination des quantités d'eau drainées	73
4.3.3 Evolution temporelle de l'évapotranspiration de référence	74
4.3.4 Bilan hydrique	75
4.3.5 Etude du dessèchement	77
4.3.6 Discussion	83
4.4 Expérimentations réalisées sur les parcelles suivies par l'INERA	86
4.4.1 Résultats	87
4.4.2 Discussion	90
 Conclusion	 94
 Références bibliographiques	 98
 <i>Annexes</i>	
Annexe 1 : Profils pédologiques	107
Annexe 2 : Analyse texturale	115
Annexe 3 : Courbes d'étalonnage de la sonde à neutrons	120
Annexe 4 : Etude du dessèchement	128

## Liste des Figures

- Figure 1 : Causes et conséquences de la désertification dans le Sahel burkinabè
- Figure 2 : Sahel agro-écologique
- Figure 3 : Situation du Sahel au Burkina Faso
- Figure 4 : Localisation de la zone d'étude
- Figure 5 : Variation de la pluviométrie annuelle enregistrée à la station de Dori de 1925 et 2005
- Figure 6 : Précipitations journalières à Katchari pour l'année 2003
- Figure 7 : Précipitations journalières à Katchari pour l'année 2004
- Figure 8 : Précipitations journalières à Katchari pour l'année 2005
- Figure 9 : Relation entre pluie au sol et pluie à 1 m du sol
- Figure 10 : Evolution des valeurs moyennes mensuelles des principaux paramètres climatiques à la station de Dori
- Figure 11 : Localisation des sites expérimentaux
- Figure 12 : Représentation schématique de l'infiltromètre à disque
- Figure 13 : Calcul des paramètres  $K_s$  et  $\alpha$  de la relation de Gardner (1958), à partir de la mesure des flux d'infiltration en régime permanent  $q_\infty(h_1)$  et  $q_\infty(h_2)$  aux charges de pression  $h_1$  et  $h_2$
- Figure 14 : Exemple de relation entre  $dI/dt^{1/2}$  et  $t^{1/2}$
- Figure 15 : Triangle textural du Référentiel pédologique français montrant les pourcentages d'argile ( $< 2 \mu\text{m}$ ), de limon (entre 2 et  $50 \mu\text{m}$ ) et de sable (entre 50 et  $2000 \mu\text{m}$ )
- Figure 16 : Profils pédologiques observés sur les différents sites
- Figure 17 : Répartition granulométrique au niveau des différents sites de mesures

- Figure 18 : Représentation graphique des fonctions  $K(-h)$  à la profondeur 50 cm pour les différents sites de mesure
- Figure 19 : Exemple d'évolution temporelle de la capacité d'infiltration sur croûte de dessiccation en zone pâturée (S3)
- Figure 20 : Evolution de la conductivité hydraulique à saturation pour les différents sites de mesure en 2003, en 2004 et 2005, en saison sèche et en saison humide
- Figure 21 : Exemple d'évolution temporelle de l'infiltration cumulée sur croûte de dessiccation pour une charge de pression  $h_0 = -40$  mm imposée à la surface
- Figure 22 : Conductivité hydraulique mesurées à  $h_0 = -40$  mm en saisons sèche et humide au niveau des différents sites de mesures (années 2003, 2004 et 2005)
- Figure 23 : Evolution de la dimension moyenne des pores fonctionnels en saison sèche pour les trois années sur les différents sites
- Figure 24 : Evolution de la dimension moyenne des pores fonctionnels en saison humide pour les trois années sur les différents sites
- Figure 25 : Evolution temporelle d'une surface sahélienne sous l'effet de la sécheresse et du surpâturage
- Figure 26 : Variations topographiques d'une microdune entre octobre 1998 et octobre 1999
- Figure 27 : Evolution temporelle de la teneur en eau à différentes profondeurs (10, 20 et 50 cm) sur les différents sites en 2003
- Figure 28 : Evolution temporelle de la teneur en eau à différentes profondeurs (10, 20 et 50 cm) sur les différents sites en 2004
- Figure 29 : Profils hydriques les plus secs et les plus humides mesurés en 2004 sur les différents sites
- Figure 30 : Evolution temporelle du stock hydrique (mm) entre la surface du sol et 50 cm de profondeur sur les différents sites (années 2003 et 2004)
- Figure 31 : Evolution temporelle des charges de pression aux profondeurs 10, 20 et 30 cm sur les différents sites en 2004

- Figure 32 : Relation  $h(\theta)$  mesurée sur les différents sites en 2004
- Figure 33 : Evolution temporelle du gradient de charge hydraulique à 50 cm de profondeur sur les sites S3, S5, S6 et S7 (2004)
- Figure 34 : Evolution de l'évapotranspiration de référence du 1er juin au 28 août 2004
- Figure 35 : Bilan hydrique pour la période allant du 1er juin au 28 août 2004 sur les différents sites de mesures
- Figure 36 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière cumulée pour la période du 12 juin au 2 juillet 2004
- Figure 37 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière cumulée pour la période du 3 au 15 août 2004
- Figure 38 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière en fonction de l'humidité volumique à 10 cm pour la période du 12 juin au 2 juillet 2004
- Figure 39 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière en fonction de l'humidité volumique à 10 cm pour la période du 3 au 15 août 2004
- Figure 40 : Evolution du rapport  $ETR/ET_0$  en fonction de l'humidité volumique à 10 cm pour les deux périodes
- Figure 41 : Représentation schématique des traitements pratiqués par l'INERA
- Figure 42 : Conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  sur les différents traitements (campagnes 2004 et 2005)
- Figure 43 : Conductivité hydraulique non saturée ( $h_0 = - 40$  mm) sur les différents traitements (campagnes 2004 et 2005)
- Figure 44 : Quantité de biomasse au niveau des différents traitements pour les années 2003, 2004 et 2005



## Liste des tableaux

- Tableau 1 : Comparaison des cumuls mensuels (mai, juin, juillet et août) de précipitations pour les trois années de mesure
- Tableau 2 : Localisation et caractéristiques des sites de mesure
- Tableau 3 : Masse volumique sèche au niveau des différents sites
- Tableau 4 : Valeurs moyennes de la porosité dans les cinq premiers centimètres de sol
- Tableau 5 : Valeurs de  $K_s$  et de  $\alpha$  à 50 cm de profondeur pour les différents sites
- Tableau 6 : Conductivité hydraulique à saturation de la surface du sol en saisons sèche et humide sur les différents sites de mesure (années 2003, 2004 et 2005)
- Tableau 7 : Conductivité hydraulique non saturée en saisons sèche et humide sur les différents sites de mesure (années 2003, 2004 et 2005)
- Tableau 8 : Sorptivité capillaire à la charge de pression  $h_0 = -40$  mm pour les 3 années de mesures
- Tableau 9 : Dimension moyenne des pores fonctionnels à la charge de pression  $h_0 = -40$  mm pour les 3 années de mesures
- Tableau 10 : Temps d'apparition du ruissellement pour les différents sites de mesures
- Tableau 11 : Coefficients de ruissellement pour les 7 sites de mesures pour la période du 1 juin au 28 août 2004
- Tableau 12 : Quantités d'eau drainées sur les différents sites (1er juin au 28 août 2004)
- Tableau 13 : Composantes du bilan hydrique sur les différents sites pour la période allant du 1 juin au 28 août 2004
- Tableau 14 : Valeurs des coefficients  $\alpha$  et  $\beta$  de la relation  $ETR_{cum} = \alpha t^\beta$  sur les différents sites durant les 2 périodes de dessèchement étudiées
- Tableau 15 : Récapitulatif des principaux résultats obtenus pour la période du 1 juin au 28 août 2004
- Tableau 16 : Longueur capillaire et dimension moyenne des pores fonctionnels pour une charge de pression  $h_0 = -40$  mm sur les parcelles INERA (campagnes 2004 et 2005).
- Tableau 17 : Quantité de biomasse au niveau des différents traitements pour les années 2003, 2004 et 2005
- Tableau 18 : Taux de carbone, d'azote et rapport C/N pour les différents traitements pratiqués par l'INERA



## Liste des photos

- Photo 1 : Placages sableux sur le site de Katchari
- Photo 2 : Coupe verticale d'un placage sableux sur le site de Katchari
- Photo 3 : Vue d'une croûte d'érosion sur le site de Katchari
- Photo 4 : Vue d'une croûte de dessiccation sur le site de Katchari
- Photo 5 : Vue d'une croûte de dessiccation en transition sur le site de Katchari
- Photo 6 : Vue d'une surface gravillonnaire sur le site de Katchari
- Photo 7 : Vue d'une croûte de décantation sur le site de Katchari
- Photo 8 : Equipement type d'un site de mesures
- Photo 9 : Infiltromètre à disque à succion contrôlée (TRIMS)
- Photo 10 : Porosité vésiculaire au sein de la croûte de dessiccation
- Photo 11 : Traces de piétinement de la croûte de dessiccation par les animaux
- Photo 12 : Ravine
- Photo 13 : Ruissellement et érosion régressive
- Photo 14 : Tronquage et décapage d'un placage sableux
- Photo 15 : Zone dénudée dans la station expérimentale de Katchari



# INTRODUCTION

---

Les questions d'environnement au Sahel sont un enjeu majeur. Dans ce milieu fragile, la végétation naturelle garantit la production alimentaire pour les hommes et les animaux, freine l'érosion, protège les ressources en eau et offre l'espace vital indispensable à la faune sauvage. Or, depuis une trentaine d'années, la situation écologique s'est nettement dégradée.

Ces modifications ont eu de fortes répercussions sur la région et se sont avérées de plus en plus incompatibles avec un développement durable. Elles posent de graves problèmes aux populations de disponibilité et d'accessibilité aux ressources naturelles. En Afrique sahélienne, ce sont les conséquences d'activités agricoles inappropriées qui constituent le problème environnemental majeur et qui se traduisent par une dégradation continue des terres, appelée désertification.

La chaîne des causalités qui conduisent à la désertification a été longuement et diversement analysée. En effet, le manque de données précises a renforcé la polémique sur ce phénomène. On a ainsi évoqué les sécheresses et les changements climatiques, la pression démographique, l'inadaptation des technologies traditionnelles, la pauvreté. Aucune de ces causes n'explique à elle seule le processus, bien qu'une corrélation très forte semble s'établir d'une part, entre la croissance et la paupérisation de la population et, d'autre part, la dégradation des ressources naturelles (Thiombiano, 2000). Ceci explique que différentes stratégies et méthodes de lutte se fondant essentiellement sur des données quantitatives et qualitatives peu fiables, n'aient guère été fructueuses.

Au Burkina Faso, cette désertification se manifeste généralement par une baisse de la fertilité des sols, une érosion éolienne (Visser, 2004) et une érosion hydrique (Karambiri, 2003) importantes, une réduction de la réserve en eau des sols, une dénudation, un encroûtement et enfin par une production d'aérosols (Collinet et Valentin, 1979; Serpentié et al., 1992). Cette dégradation du milieu, accentuée par une diminution de la pluviométrie au cours des dernières décennies (Albergel et al., 1995), a provoqué une modification des processus et mécanismes qui régissent les systèmes écologiques, ce qui, à terme, a abouti à une modification de l'état et de l'aspect des écosystèmes.

L'une des principales modifications concerne le cycle de l'eau. En effet, les diverses actions anthropiques combinées au déficit pluviométrique ont provoqué une réduction de l'extension spatiale de la couverture végétale, voire, localement, sa disparition (Marchal, 1983). Dans les zones où la végétation a disparu, il s'est développé à la surface du sol, sous l'action de l'énergie cinétique de la pluie (effet splash), une pellicule indurée, continue et très peu perméable (croûte d'érosion), laquelle constitue un milieu beaucoup plus favorable au ruissellement qu'à l'infiltration (Casenave et Valentin, 1989). Les versants sont devenus des zones de transit pour les flux hydriques superficiels et les zones basses des surfaces d'accumulation. Il apparaît ainsi un déséquilibre dans la distribution spatiale de l'eau à l'échelle du paysage qui accentue le caractère contraignant de ce paramètre. A cela se superposent les pressions anthropiques et la surcharge du cheptel (Thiombiano, 2000) conduisant ainsi à fragiliser davantage le milieu qui est en proie à de sérieux problèmes de désertification (Karambiri, 2003). Cette désertification a un impact important sur les qualités productives du sol. Cette situation a été observée dans d'autres régions du monde où la désertification s'est accompagnée d'un changement de végétation et de structure du sol à cause de l'hétérogénéité de la teneur en eau et des matières nutritives du sol (Li et al., 2006; Sperry and Hacke, 2002; Dunkerley, 2000).

Dans ce contexte, il paraît essentiel de comprendre le fonctionnement des surfaces encore peu dégradées, afin d'être mieux à même de les préserver. Il s'agit essentiellement des placages sableux d'origine éolienne qui jouent un rôle clé dans le fonctionnement écologique des glacis à faible pente du Sahel burkinabé (Ribolzi et al., 2000). Ils présentent une capacité d'infiltration notable (Chevalier et Claude, 1991), un couvert herbacé atteignant jusqu'à 80% de la surface (Grouzis, 1991) et sont, de ce fait, particulièrement exposés aux processus de dégradation liés surtout au surpâturage. Ces formations ont une structure spécifique; elles reposent généralement sur un horizon plus ou moins argileux et compact, et s'organisent en couches superposées de conductivités hydrauliques différentes. Cette organisation amène à se poser plusieurs questions sur le devenir de l'eau de pluie, en particulier:

- Au vu des caractéristiques de la pluviométrie de la région, quelle est la part de l'eau entraînée par ruissellement et celle disponible pour la végétation, compte-tenu du type, de l'état et de l'utilisation des systèmes écologiques? En un mot, quelle est l'efficacité de la pluie à reconstituer le stock hydrique du sol?

- Quels sont les effets prévisibles à court et moyen terme des perturbations anthropiques sur le régime hydrique?
- Quels sont les milieux les plus sensibles aux actions de dégradation climatiques et anthropiques?
- Comment retarder l'évolution ou réhabiliter les milieux dégradés?

C'est pour tenter d'apporter des éléments de réponse à ces interrogations que ce travail de recherche a été entrepris. Il porte sur l'étude du fonctionnement hydrique de différents types de placages sableux en milieu sahélien. La compréhension des processus impliqués dans la dégradation des formations éoliennes, ainsi que l'étude de méthodes de conservation des zones menacées et de restauration des surfaces altérées s'inscrit dans une problématique environnementale de première importance dans la perspective de lutter efficacement contre la désertification.

### *Problématique*

Au Burkina Faso, la problématique de la gestion environnementale devient de plus en plus préoccupante car depuis quelques décennies on assiste à une dégradation importante et continue des ressources naturelles, les sols en particulier, du fait des aléas climatiques et de la pression d'une démographie galopante (Grouzis, 1991). Les sécheresses répétées et l'inadaptation des pratiques d'exploitation des ressources naturelles ont pour conséquence une destruction du couvert végétal et une exposition des sols au vent et à la pluie.

Il s'agit d'une problématique très importante car, depuis quelques années, les pays sahéliens dans leur ensemble, connaissent un processus de dégradation des ressources naturelles, qui met en péril toute capacité de développement endogène. En effet, la pression sur les terres (accroissement démographique) s'accompagne de problèmes accrus de dégradation des ressources naturelles (diminution des réserves en eau et de la biodiversité, érosions hydrique et éolienne, réduction de la fertilité).

L'extrême pauvreté de la population la rend très dépendante des ressources naturelles et la satisfaction des besoins à court terme l'emporte sur les considérations du long terme. L'accroissement démographique couplé avec les mauvais résultats agricoles impose l'exploitation de superficies de plus en plus grandes pour maintenir le niveau de production en vue de la satisfaction des besoins alimentaires croissants.

Cette situation est très prononcée dans le Sahel burkinabè où l'on note une dégradation continue du couvert végétal et des ressources en terres conduisant à une formation de glacis dénudés et dégradés qui atteint des proportions inquiétantes. En effet, selon une évaluation de l'INERA (1994), environ 90% des terres arables du Sahel burkinabé sont fortement dégradées, entraînant ainsi une réduction de la surface agricole utile et une utilisation des terres marginales.

Si les causes de ces problèmes sont encore incertaines, les manifestations quant à elles, sont persistantes (L'hôte et al., 2002) et bien connues :

1) sur le plan hydro-climatique:

- une descente en latitude des isohyètes qui entraîne une baisse de la pluviométrie annuelle pouvant atteindre 20 à 25% (Albergel, 1987; Servat et al., 1996);
- une diminution des hauteurs de pluie journalière supérieure à 40 mm (Albergel et al., 1984, Albergel, 1987; Carbonnel et Hubert, 1992);
- une diminution du nombre d'événements pluvieux, surtout durant les mois de juillet et août (Carbonnel et Hubert, 1992; Le Barbé et Lebel, 1997).

2) sur le plan écologique (Ganaba et al., 1998):

- une mortalité sélective des plantes ligneuses dont certaines se sont raréfiées jusqu'à être menacées de disparition complète;
- un changement de la composition floristique du tapis herbacé qui s'adapte à la faible pluviométrie;
- une diminution des ressources hydrauliques par tarissement des puits et une transformation des mares pérennes en mares temporaires;
- une dégradation des terres avec augmentation des zones dénudées poussant les ligneux à se concentrer dans les axes de drainage qui sont plus humides;
- une réduction de la biodiversité animale et végétale.

La Figure 1 présente les causes et les conséquences de la dégradation des sols et de leur baisse de fertilité dans le Sahel burkinabè.

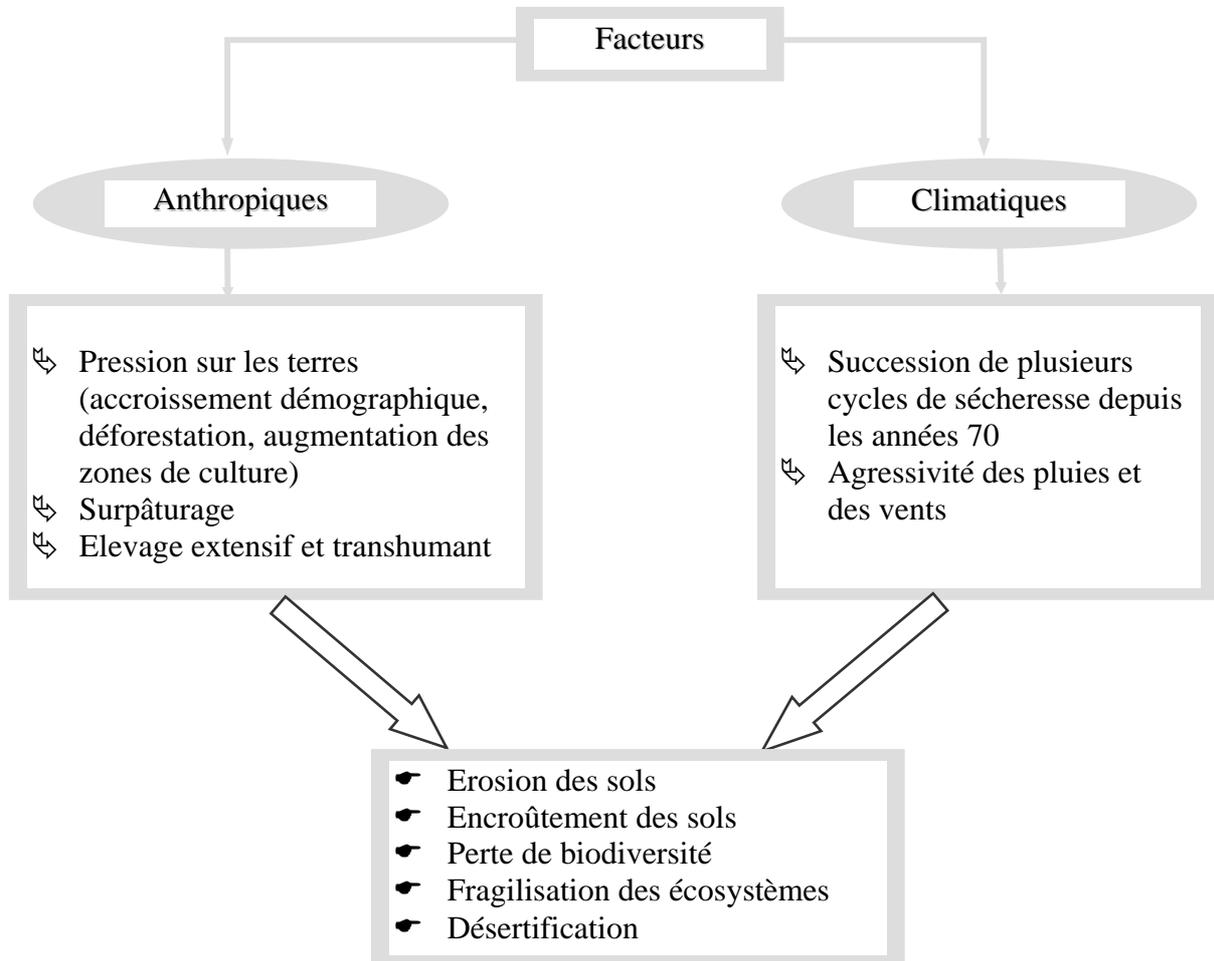


Figure 1 : Causes et conséquences de la désertification dans le Sahel burkinabè

### *Objectifs de l'étude*

L'objectif de base de l'étude est de mieux comprendre le fonctionnement hydrique de différents types de placages sableux. Cet objectif passe par:

- l'étude de l'évolution du fonctionnement hydrique (variation spatio-temporelle des propriétés hydrauliques de surface du sol, du stock d'eau dans les horizons superficiels et des composantes du bilan hydrique);
- la recherche des causes de cette évolution;

- la définition de moyens susceptibles de maîtriser et de prévenir l'évolution lorsqu'elle est défavorable;
- la proposition de solutions pour la réhabilitation des milieux dégradés.

### *Plan du mémoire*

Le présent document fait état des résultats acquis au terme de trois campagnes de terrain (2003, 2004 et 2005). Il est articulé autour de quatre parties principales.

La première relate les résultats d'une analyse bibliographique approfondie de documents traitant de la dégradation des sols et de la lutte contre la désertification.

La deuxième partie présente brièvement le contexte géographique, physique et climatique relatif à la zone d'étude.

La troisième partie est consacrée à la présentation détaillée de la zone d'étude, du dispositif expérimental et du protocole de mesures.

La quatrième partie présente les résultats obtenus sur les sites expérimentaux. Elle débute par une description des propriétés physiques et hydrodynamiques des sols étudiés; par la suite sont évoqués les résultats du suivi de l'évolution temporelle de certaines propriétés hydrauliques de surface, ainsi que de la teneur en eau et de la charge de pression du sol qui ont permis de quantifier les composantes du bilan hydrique. Cette partie relate également les résultats du suivi des propriétés hydrauliques de surface et de la quantité de biomasse produite sur plusieurs traitements testés par l'INERA<sup>1</sup> dans le cadre d'une étude de l'efficacité de différentes techniques de réhabilitation de sols dégradés.

La conclusion synthétise les principaux résultats de l'étude et évoque les perspectives de recherche ouvertes par ce travail, en particulier en ce qui concerne la mise en oeuvre de méthodes susceptibles de limiter l'altération ou de réhabiliter les milieux dégradés.

---

<sup>1</sup> Institut de l'Environnement et de Recherches Agricoles du Burkina Faso

## CHAPITRE I Etat de l'art

---

La désertification et la sécheresse constituent pour le monde entier une menace croissante. Des activités humaines telles que la surexploitation des terres, le surpâturage, la déforestation et les méthodes d'irrigation inadéquates, associées au changement climatique, transforment des terres jadis fertiles en friches stériles et improductives. La superficie de terre arable par personne diminue, menaçant la sécurité alimentaire, en particulier dans les régions rurales les plus pauvres, et causant des crises économiques et humanitaires.

Toutes les régions du monde sont affectées. L'Australie a connu en 2002 la pire sécheresse depuis plus d'un siècle. Des millions de tonnes de terres productives se sont envolées en tempêtes de poussière, affectant gravement la production et les exportations agricoles. En Inde, la sécheresse et la déforestation transforment, chaque année, 2,5 millions d'hectares en friches, alors qu'ailleurs en Asie, l'économie, comme l'environnement, se ressentent de plus en plus des tempêtes de sable. Au Mexique, quelque 70% de toutes les terres sont exposées à la désertification. Selon une étude de Wang (2000) le taux annuel de surfaces dégradées en Chine est passé de 1142 km<sup>2</sup> en 1960 à 2460 km<sup>2</sup> en 1990. D'autres régions dans le monde connaissent aussi des problèmes de désertification, c'est le cas de plusieurs zones d'Amérique du Nord et de l'Asie centrale (Li et al., 2004). Mais c'est en Afrique subsaharienne que le problème de la désertification est le plus grave et l'on estime que le nombre de réfugiés environnementaux de cette région devrait atteindre 25 millions de personnes au cours des 20 prochaines années. Ces grandes calamités naturelles ont fait prendre conscience à la communauté internationale de l'urgence d'une intervention et c'est alors que se sont mis en place des programmes de recherche et notamment ceux sur l'érosion dans les zones sèches de l'Afrique occidentale. Mais au fait quelles sont les causes de ces sécheresses qui ont touché le Sahel? Il n'existe pas encore d'explication nette. D'après Rognon (1991), les causes doivent être recherchées dans l'inventaire des mécanismes complexes qui prennent en considération les paramètres climatiques et dans la reconstitution des conditions climatiques de la terre pendant les vingt derniers millénaires. D'après des travaux récents (Rotstayn et Lohmann, 2002), les causes des sécheresses au Sahel seraient à attribuer aux rejets des cheminées des sociétés industrielles d'Amérique du Nord et d'Europe pendant leur expansion économique. En effet, d'après les résultats de modèles climatiques, ces rejets dérivent dans l'atmosphère jusqu'au-dessus de l'océan atlantique : dans les zones froides et humides, ces particules contribuent à la formation de nuages blancs qui réfléchissent la lumière du soleil et

refroidissent le climat, alors que dans les régions chaudes et sèches, elles absorbent les rayons du soleil et réchauffent l'atmosphère.

## **1.1 Dégradation des ressources naturelles et baisse de la fertilité des sols**

Les nombreux travaux réalisés par différents auteurs montrent que la désertification en général et la dégradation des sols en particulier est une réalité (Marchal, 1983), dans les zones sahéliennes du Burkina Faso. Ces travaux font ressortir plus ou moins clairement le rôle primordial de la végétation dans la stabilité des écosystèmes agro-sylvo-pastoraux, et la réduction de la couverture végétale qui est à la base des processus de dégradation. Les principales causes de cette dégradation sont évoquées ci-après. Il s'agit des causes anthropiques, de la péjoration climatique, des températures et vents, de la baisse de la fertilité des sols, de l'érosion, du ruissellement et de l'infiltration.

### **1.1.1 Causes anthropiques**

L'accroissement de la pression démographique dans les zones arides entraîne des modifications profondes des modes de gestion et d'utilisation des ressources naturelles et de l'espace rural (Roose, 1994). Ces perturbations anthropiques (coupe abusive du bois, mauvaise gestion des parcours, pratique des feux de brousse, surpâturage), induisent la raréfaction de la végétation, la dégradation des sols par les érosions éolienne et hydrique et la détérioration du régime hydrique des sols. Cette forte croissance démographique et l'accroissement du bétail, font que la pression sur les ressources naturelles, notamment les ressources en terres et en bois, devient de plus en plus importante.

Les sols auparavant mis en jachère pour retrouver leurs qualités (structure, fertilité), sont désormais cultivés chaque année, le plus souvent sans rotation des cultures. Cette surexploitation entraîne un appauvrissement rarement compensé par l'apport d'éléments fertilisants.

Boutrais (1996) et Toutain (1979) s'accordent à dire que l'élevage pastoral est une activité dégradante de la végétation et participe à la désertification. Lorsque la capacité de charge des pâturages est dépassée, les troupeaux provoquent la compaction des sols et la réduction du couvert herbacé par piétinement et surpâturage. Li et al. (2004) ont montré que le surpâturage est l'une des principales activités humaines inopportunes, qui a provoqué la dégradation de la végétation dans le plateau du Tibet Qinghai en Chine. Il en est de même dans la Sierra Madre occidentale du Mexique (Descroix et al., 2001).

Les feux de brousse intempestifs peuvent avoir des effets érosifs importants. En effet, après le passage du feu, la couverture du sol n'est plus assurée; le sol est donc soumis à la battance. Outre la dénudation, l'échauffement et la perte de matières organiques favorisent une dégradation de la structure du sol.

### **1.1.2 Péjoration climatique**

La pluviosité de la zone sahélienne est caractérisée non seulement par une irrégularité des quantités tombées, mais aussi par une mauvaise répartition dans l'espace et dans le temps. Cela conduit à des sécheresses récurrentes et à des productions agricoles aléatoires (Albergel et al., 1995). Malgré leur durée particulièrement brève et leur quantité faible, ces pluies sont à fortes intensités ou développent une énergie cinétique suffisante pour causer des dommages. L'intensité des pluies est le principal facteur du phénomène de ruissellement, entraînant une dégradation rapide de la structure des sols en surface (Nicou et al., 1990; Guillobez et Zougmore, 1991). Elle intervient à deux niveaux: la saturation momentanée de la porosité du sol, et l'énergie cinétique que la pluie dissipe en détruisant la structure du sol (battance).

Les fortes intensités entraînent la conjonction des phénomènes d'engorgement et d'encroûtement superficiel qui aboutissent à la formation de croûtes (quelques cm) ou de pellicules (quelques mm) très peu perméables. La formation des croûtes ou organisations pelliculaires superficielles, entraîne une réduction de l'infiltrabilité, se traduisant par un accroissement des risques de ruissellement et d'érosion hydrique (Casenave et Valentin, 1989). Il en résulte une diminution des quantités d'eau stockées dans le sol.

### **1.1.3 Température et vent**

La zone sahélienne est caractérisée par un régime thermique élevé, dont les probabilités de dépasser 25 à 30°C dans n'importe quel mois sont presque de 100% (Vlaar, 1992). Les températures, faibles entre novembre et février, croissent graduellement jusqu'à mai-juin où elles atteignent leur maximum. Elles restent élevées pendant la saison des pluies et peuvent ainsi empêcher la germination et réduire l'efficacité des pluies par l'augmentation de l'évaporation. Les fortes températures occasionnent également un accroissement de l'activité microbienne et favorisent ainsi la dégradation accélérée de la matière organique qui s'épuise plus rapidement. Cependant, la dégradation de la matière organique doit être bien faite pour que des éléments tel que l'azote puisse être à nouveau assimilable par les plantes.

En ce qui concerne le vent, son action est principalement néfaste pendant la saison sèche et lors des tempêtes de sable qui précèdent la saison des pluies, lorsque le sol est pratiquement nu. Il constitue l'un des facteurs déterminants des états de surface, particulièrement en zone aride et semi-aride (Thiombiano, 2000). Les températures élevées et la vitesse importante du vent ont pour conséquence une intense demande évaporative qui se traduit par une diminution rapide des stocks d'eau dans le sol.

#### **1.1.4 Baisse de la fertilité des sols**

La baisse de la fertilité des sols comme indicateur de dégradation des sols est largement évoquée dans la zone sahéenne du Burkina Faso. En effet, les sols ferrugineux tropicaux les mieux représentés dans cette zone sont caractérisés par une mauvaise stabilité structurale des horizons superficiels liée à leur richesse en limons et sables fins et à leur faible teneur en matière organique. On note à ce propos que les sols tropicaux ferrugineux ont des taux de matières organiques, inférieurs à 3% sous végétation qui diminuent très vite sous cultures, où l'on rencontre des pourcentages de l'ordre de 0.7% (Piéri, 1989). La baisse des taux de matière organique favorise, sous l'influence de la forte énergie cinétique des pluies et du développement réduit de la végétation, une formation de croûtes qui limitent l'infiltration (Casenave et Valentin, 1989). La dégradation physique des sols se manifeste par trois phénomènes: l'encroûtement, la dislocation structurale et le compactage.

#### **1.1.5 Formation des croûtes superficielles**

La formation de croûtes superficielles a fait l'objet de nombreux travaux (Bolline, 1982; 1986; Trevisan, 1986). Ces croûtes sont la principale cause de la diminution de l'infiltrabilité de la surface du sol et augmentent, par conséquent, les risques de ruissellement et d'érosion (Le Bissonnais, 1990).

En 1945, Ellison établissait, en étudiant le développement des croûtes, que l'érosion débute par la désagrégation des mottes présentes en surface et le déplacement des particules produites par rejaillissement sous l'impact des gouttes de pluie (effet splash). Dans un travail expérimental, Mc Intyre (1958) a, par la suite, montré comment les propriétés du sol pouvaient intervenir sur le splash et la formation des croûtes.

En sols limoneux, Boiffin (1984), et Boiffin et Monnier (1985), ont montré que la formation des croûtes résulte d'une combinaison de processus: détachement des particules, déplacement

et colmatage interstitiel et compaction par le choc des gouttes. La quantité et la dimension des particules mobilisées sont déterminées par le mode de division des agrégats initiaux. Trois mécanismes de division ont été identifiés (Boiffin, 1984):

- l'éclatement qui résulte de la compression de l'air dans la porosité des agrégats lors de l'humectation;
- la désagrégation mécanique due à l'impact des gouttes de pluie sur les agrégats;
- la microfissuration liée aux cycles d'humidification et dessiccation.

Cet auteur a mis aussi en évidence l'influence de l'état hydrique initial sur le comportement des agrégats lors de la mise en contact avec l'eau. Dans une étude expérimentale, Le Bissonnais (1988) a montré que le type de mécanisme de désagrégation est étroitement lié à l'état hydrique initial et au mode de réhumectation des agrégats. La distribution de taille des particules produites est alors différente suivant le cas.

#### **1.1.6 Erosion, ruissellement et infiltration**

L'érosion des sols a été largement étudiée dans la région. Les premières études réalisées par une quarantaine de chercheurs de l'ORSTOM (IRD) ont concerné les processus, les facteurs causaux et l'extension spatiale de la dégradation des sols. Elles s'orientent de plus en plus vers la recherche de solutions aux problèmes de développement rural, à l'alimentation en eau de qualité, aux liens entre l'érosion et la pollution de l'environnement, à la prise en compte du milieu humain.

L'érosion entraîne des pertes plus ou moins importantes de sol et d'éléments nutritifs qui se concentrent dans les bas-fonds. De ce point de vue, on estime que l'érosion est l'un des facteurs qui contribuent à la formation des hétérogénéités au Sahel (Karambiri et Ribolzi, 2004). Thiombiano (2000) montre que les pertes en terre dues à l'érosion hydrique sont de l'ordre de 25 à 37 t/ha/an. Les résultats de Karambiri et Ribolzi (2004) obtenus sur le site de Katchari, indiquent des quantités de terre érodées sur trois années, de l'ordre de 4 à 8.4 t/ha/an sur un petit bassin versant de 1.4 ha de superficie. Les pertes en matières organiques et en éléments minéraux dues à l'érosion hydrique, sont également élevées. Thiombiano (2000) a trouvé pour 30 t/ha/an de terre érodée, des pertes de 108 kg/ha/an de matières organiques, de 15 kg/ha/an d'azote, de 23.4 kg/ha/an de phosphore et de 63 kg/ha/an de potassium.

Ces résultats illustrent la sévérité et la variabilité des processus d'érosion hydrique. En effet, l'impact de cette érosion au niveau des sols se traduit sur le plan morphologique par des phénomènes de tronquage, de décapage et de perte sélective en éléments fins, avec pour conséquence la formation d'états de surface de type croûte d'érosion, à l'origine d'un faible taux d'infiltration et d'un fort taux de ruissellement.

L'érosion éolienne, quant à elle, favorise la naissance des placages sableux qui constituent pratiquement les seules unités écologiques susceptibles d'être utilisables dans la région car présentant une capacité d'infiltration notable et supportant l'essentiel de la végétation. Ces placages sableux qui font l'objet de fortes variations spatio-temporelles, sont soumis à un surpâturage pouvant entraîner leur disparition.

Les pertes en sols et/ou les dépôts éoliens sont les caractéristiques les plus visibles de la dégradation des terres en milieu sahélien. Certains auteurs comme Tengberg (1995) considèrent les microdunes comme des indicateurs de l'érosion éolienne et de la dégradation des sols dans le nord du Burkina.

## **1.2 Nécessité de lutter contre la dégradation**

Plusieurs auteurs (Ribolzi et Delhoume, 1999; Thiombiano, 2000; Karambiri, 2003; Zerbo, 1993; Karambiri et Ribolzi, 2004) ont tenté de montrer les principales manifestations de la dégradation des sols dans cette zone. Celle-ci se caractérise par la diminution de la réserve utile du sol et de la profondeur maximale humidifiée, ainsi que par la baisse de l'efficacité des précipitations dans la recharge des réserves hydriques du sol. Le régime hydrique des sols subit alors un dysfonctionnement qui aboutit à l'augmentation du stress hydrique pour les végétaux. La dégradation des sols contribue donc à terme au déséquilibre des écosystèmes et à la baisse de fertilité du milieu. Face à une telle situation, et pour mieux en connaître les processus en cause et les conséquences, il est indispensable de conduire des études sur la dynamique de la dégradation, ainsi que sur les moyens de réhabilitation ou de restauration des terres dégradées et érodées. De telles études ont aussi un intérêt sur le plan de la recherche fondamentale en écologie, puisqu'elles permettent notamment de tester les théories écologiques concernant l'évolution des écosystèmes.

## CHAPITRE II Contexte géographique

---

### 2.1 Sahel

Le terme Sahel qui s'apparente à désertification, dérive du mot arabe Sahil qui signifie côte ou bordure et désigne les rivages du désert (Courel, 1984). Il s'agit d'une zone géographique située au sud du Sahara qui assure la transition entre l'Afrique désertique et l'Afrique humide. Cependant sa signification dans la littérature varie en fonction des objectifs poursuivis. Thiombiano (2000) en mentionne trois:

- le Sahel politique regroupant les pays du CILSS (Tchad, Niger, Mali, Burkina Faso, Mauritanie, Sénégal, Gambie, Guinée Bissau et Cap Vert); la pluviométrie annuelle varie de moins de 100 mm au nord à plus de 1400 mm dans la partie sud de cet ensemble politique qui couvre une superficie de 5 095 230 km<sup>2</sup>;
- le Sahel des Nomades qui traverse Djibouti, l'Ethiopie, le Soudan, le Tchad, le Niger, le Mali, le Burkina Faso, la Mauritanie et le Sénégal; cette zone caractérisée par une faible densité de sédentaires, notamment les agro-pasteurs (2 hbts/km<sup>2</sup>), présente une superficie de 1 065 471 km et une pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 150 à 300 mm;
- le Sahel agro-écologique caractérisé par des paramètres biophysiques, socio-économiques et agropastoraux spécifiques; le climat est de type semi-aride avec une pluviométrie moyenne variant de 200 à 600 mm/an. En Afrique de l'Ouest, il couvre une bande d'orientation Ouest-Est traversant le Sénégal, le Mali, le Burkina Faso, le Niger, le Nigéria, le Tchad, le Soudan, l'Ethiopie et Djibouti. Sa superficie totale est de 1 603 626 km<sup>2</sup>.

Thiombiano (2000) a proposé une carte de synthèse (Fig. 2) du Sahel. Dans la présente étude, le terme Sahel se référera au Sahel agro-écologique.

### 2.2 Caractéristiques du Sahel burkinabè

La description qui suit de la zone sahélienne burkinabè est fondée, pour une grande part, sur les travaux de Thiombiano (2000).

Le Sahel burkinabè se situe dans la partie nord du Burkina Faso entre les latitudes 13 et 15° Nord et les longitudes 0 et 2° Ouest (Fig. 3). Il occupe une superficie d'environ 61 174 km<sup>2</sup>.



Figure 2 : Sahel agro-écologique (Thiombiano, 2000)

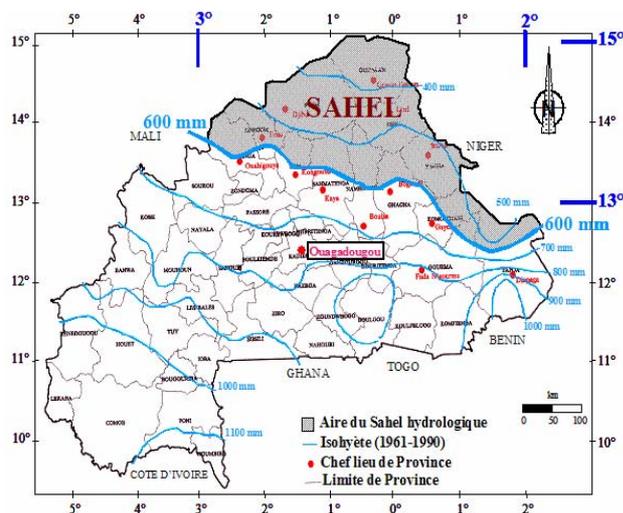


Figure 3 : Situation du Sahel au Burkina Faso (Karambiri, 2003)

### 2.2.1 Climat

La saison des pluies qui s'étale de juin à septembre est marquée par une forte irrégularité spatio-temporelle. La moyenne pluviométrique annuelle varie de 200 à 600 mm. Les températures moyennes mensuelles sont de l'ordre de 12°C (minima) et de 47°C (maxima). Les vents sont fréquents avec des vitesses variables, selon la période de l'année: en moyenne 2 à 8 m/s en saison pluvieuse (notamment en juillet-août) et 0 à 3 m/s en saison sèche. Des valeurs extrêmes de 35 m/s pendant 15 minutes ont été relevées lors des tempêtes de sable. L'évaporation bac journalière est de 7 à 8 mm en période pluvieuse et peut atteindre 10 mm/j en période sèche, avec une moyenne de 2 920 mm/an, donc largement supérieure à la pluviométrie.

### **2.2.2 Géomorphologie**

L'organisation des paysages du Sahel burkinabè est caractérisée par la présence de cordons dunaires, de glacis, de mares et de cours d'eau avec quelques buttes rocheuses ou cuirassées.

Les collines sont localisées surtout dans la partie sud et dans l'extrême nord (région de Dori). Ces formations alternent avec des buttes et croupes cuirassées. Elles correspondent à des buttes témoins armées par des accumulations ferrugineuses indurées très anciennes ou à des formations précambriennes dénudées (granites, migmatites, parfois roches volcano-sédimentaires birimiennes). Ce sont des zones anciennes de départ des matériaux érodés.

Les cordons dunaires sont typiques de la géomorphologie sahélienne. Ils cloisonnent le domaine sahélien en zones parallèles dans la direction Est-Ouest. Ces cordons de dunes couvrent 30% du Sahel burkinabè et, compte tenu de leur forte capacité d'infiltration, ils peuvent comporter à faible profondeur des nappes phréatiques perchées. Ils constituent des zones de départ des matériaux érodés et supportent la quasi-totalité de la charge culturale (sorgho, mil) et du bétail.

Les glacis couvrent environ 60% de la surface du Sahel burkinabè. Ils sont caractérisés par leur longueur de quelques kilomètres et leur pente très faible (< 2%). Ils relient les reliefs isolés et les ergs aux bas-fonds. Ils jouent un rôle important vis-à-vis des flux de matières érodées. Ce sont d'anciennes zones d'accumulation des matériaux érodés, qui, actuellement, associent des zones de départ, des zones d'accumulation et des zones de transit.

Quant aux zones humides, elles se composent d'une quarantaine de mares endoréiques (mare de Dori, mare d'Oursi) et de plusieurs cours d'eau (le Beli, le Yagha). Elles couvrent environ 10% de la superficie du Sahel burkinabè. Ce sont des zones actuelles d'accumulation des matériaux érodés qui se caractérisent par des phénomènes d'alluvionnement importants.

### **2.2.3 Sols**

Les sols sont très variables; on y rencontre six ensembles pédologiques principaux:

- les lithosols sur cuirasses ferrugineuses ou Leptosols lithiques;
- les sols peu évolués d'apport colluvial modaux (ou regosols eutriques) : ces sols dont l'horizon de surface est peu épais, sont issus du démantèlement de cuirasses

ferrugineuses. Ils sont souvent associés aux sols ferrugineux tropicaux ; ils sont caractérisés par une faible capacité de stockage de l'eau et par une faible teneur en éléments nutritifs, ce qui les rend inaptes à toute culture;

- les sols ferrugineux tropicaux peu lessivés à recouvrement sableux (ou arenosols hapliques) et les sols ferrugineux tropicaux lessivés à taches et concrétions (ou leptosols et lixisols) : ils se développent sur des matériaux riches en argiles kaolinitiques et sont caractérisés par leur couleur rouge ou ocre du fait de leur forte teneur en oxydes et hydroxydes ferriques et de manganèse. Les sols peu lessivés se mettent en place aux dépens des dunes de sable fixées, ce qui leur confèrent des formes en bandes allongées. Ils sont profonds avec une assez bonne capacité de rétention d'eau ce qui les rend exploitables pour l'agriculture;
- les sols bruns brunifiés (ou cambisols eutriques) : ils se développent sur des roches cristallines basiques (dolérites) ou neutres (migmatites). Ils comportent des horizons moins compacts avec une bonne réserve en eau les rendant ainsi aptes aux cultures;
- les sols hydromorphes peu humifères à pseudogley de profondeur (ou gleysols eutriques): ils sont caractéristiques des zones humides et se trouvent surtout en bordure de marigots, ainsi que dans les zones de mares et de dépression. Leur excès en eau et souvent leur compacité les rendent inaptes aux cultures traditionnelles (mil, sorgho, etc.);
- les solonetz à structure peu dégradée (ou solonetz hapliques): ces sols sont très bien représentés dans le Sahel burkinabè et sont associés aux sols bruns eutrophes et aux sols ferrugineux. Ils présentent une surface poudreuse avec un horizon en colonnettes à sommet arrondi. Leur imperméabilité et leur faible réserve en eau les rendent inaptes aux cultures.

#### **2.2.4 Végétation**

La végétation est de type steppes sahéliennes à épineux. Elle est caractérisée également par une strate herbacée où dominent les graminées annuelles en recouvrement discontinu et par une strate arbustive.

Les divers types de végétation suivent, dans une certaine mesure, les formes du relief et les unités géomorphologiques, en raison des conditions hydriques qui y règnent. On distingue deux grandes unités végétales (Zerbo, 1993):

- les formations de dunes et d'ensablement dans lesquelles la couverture végétale est dense avec un taux de recouvrement pouvant atteindre 90% pendant l'hivernage;
- les formations liées aux glacis où la végétation est quasiment absente. Seuls quelques ligneux sont présents avec une densité de 1 à 2 pieds/ha.

Dans l'ensemble, cette végétation connaît une dégradation croissante du fait de multiples facteurs physiques et socio-économiques. Le taux de mortalité des ligneux dans les zones boisées peut atteindre 200 à 300 pieds/ha/an (Thiombiano, 2000).



## CHAPITRE III Matériels et méthodes

### 3.1 Zone d'étude

La zone d'étude se trouve dans la partie sahélienne du Burkina Faso ( $14^{\circ}00'20''\text{N}$ ,  $00^{\circ}02'50''\text{W}$ ) (Fig. 4) sur le domaine expérimental de l'INERA (16 ha) situé près du village de Katchari, à 15 km à l'ouest de Dori.

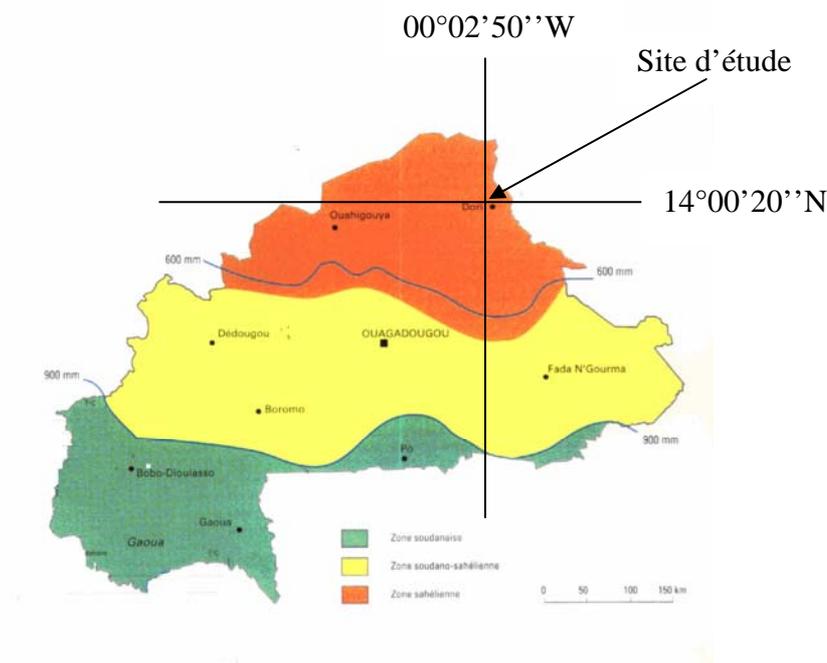


Figure 4 : Localisation de la zone d'étude

#### 3.1.1 Eléments climatiques

Les paramètres climatiques sont calculés à partir des données de la station de Dori qui est très représentative du milieu sahélien burkinabé; située à une altitude de 276 m, elle se trouve à une douzaine de kilomètres de la zone d'étude. Elle a été mise en service en septembre 1919. Les éléments qui suivent sont fondés pour une grande part sur les travaux de Casenave (1998) et de Karambiri (2003).

##### *Pluviométrie*

Les cumuls annuels de pluie sur la période 1925-2005 présentent une forte variabilité inter-annuelle avec une moyenne de 513 mm et un écart-type de 123 mm (Fig. 5). Les valeurs minimales et maximales observées sont de 244 mm (année 1926) et 875 mm (année 2005).

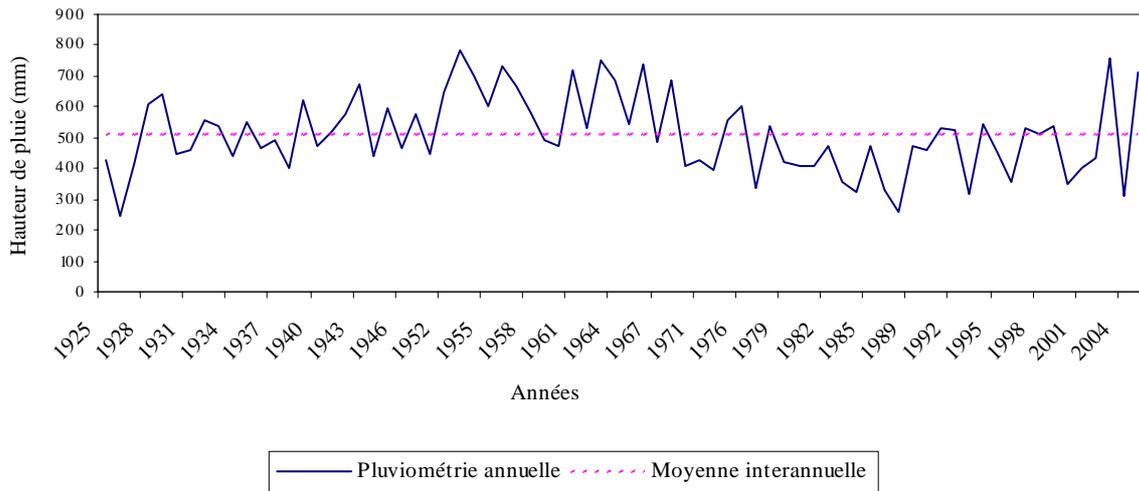


Figure 5 : Variation de la pluviométrie annuelle enregistrée à la station de Dori entre 1925 et 2005 (adapté de Casenave, 1998)

L'examen de cette Figure montre plusieurs périodes:

- une période sèche de 1925 à 1927;
- une période de pluviométrie moyenne de 1928 à 1946;
- une période de pluviométrie excédentaire de 1950 à 1969;
- une période de sécheresse de 1970 à 1987;
- une période légèrement déficitaire de 1988 à 2002.

Les Figures 6, 7 et 8 présentent les précipitations journalières enregistrées avec le pluviographe du site de Katchari de juin à août 2003, 2004 et 2005.

Les années 2003 et 2005 ont présenté une très bonne pluviométrie, contrairement à 2004 marquée par un déficit important et plusieurs épisodes secs prolongés (Tab. 1).

Tableau 1 : Comparaison des cumuls mensuels (mai, juin, juillet et août) de précipitations pour les trois années d'étude (mm)

	Mai	Juin	Juillet	Août	Total
2003	36	69	229	290	624
2004	32	52	214	71	369
2005	145	195	253	282	875
Moyenne (1925 à 2005)	40	81	169	223	513

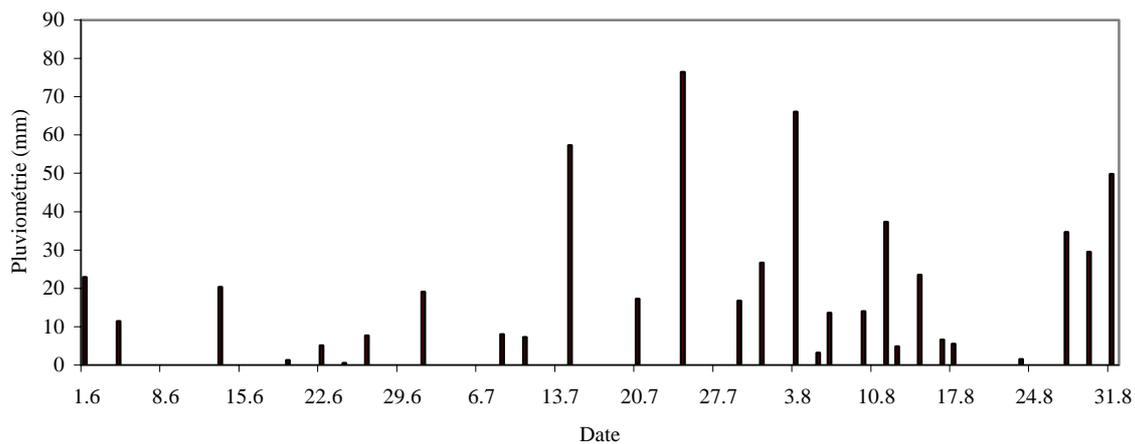


Figure 6 : Précipitations journalières à Katchari pour la saison des pluies 2003

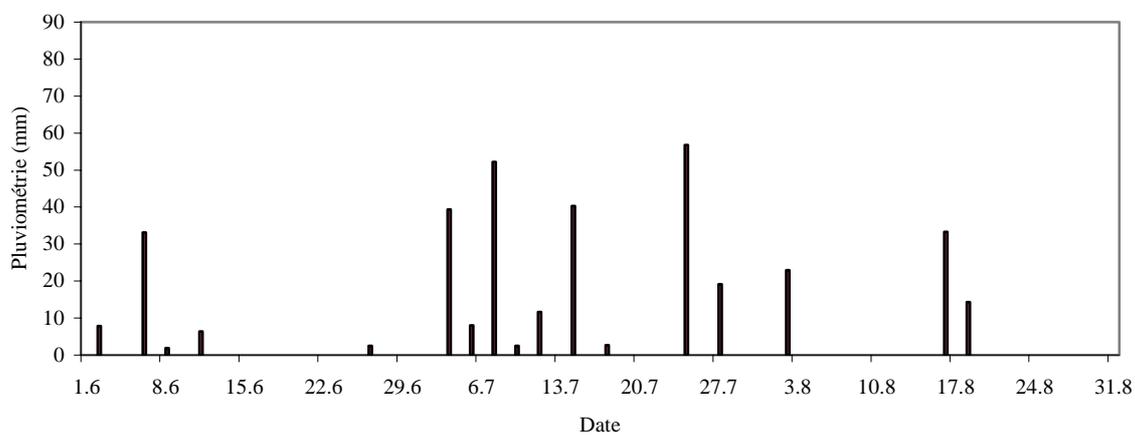


Figure 7 : Précipitations journalières à Katchari pour la saison des pluies 2004

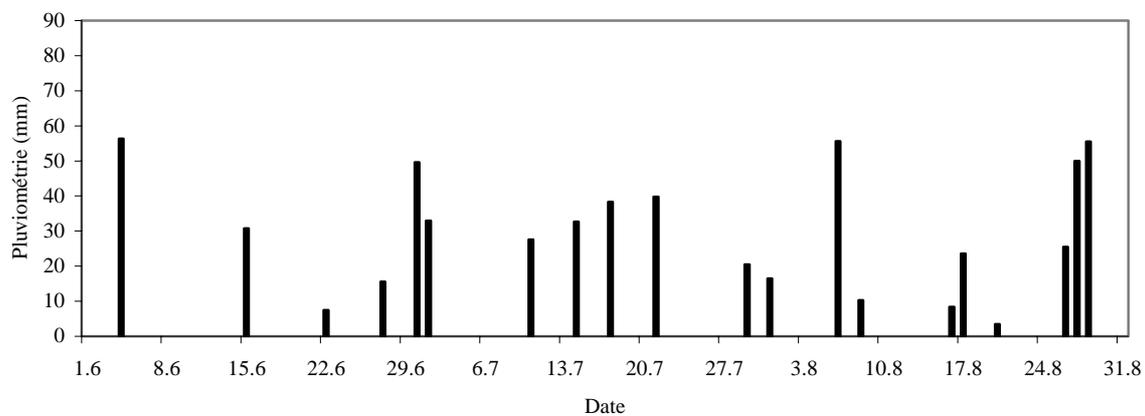


Figure 8 : Précipitations journalières à Katchari pour la saison des pluies 2005

Sur les quatre mois d'observation, 34 événements pluvieux ont été enregistrés en 2003 contre 17 en 2004 et 23 en 2005. Les cumulés mensuels sont généralement plus élevés en 2005 avec une nette différence pour le mois d'août, mois généralement le plus pluvieux (Tab. 1). Il apparaît que les années 2003 et 2005 furent particulièrement pluvieuses (pluviométrie totale nettement supérieure à la moyenne de 513 mm), alors que 2004 fut une année sèche caractérisée par une pluviométrie nettement inférieure à la moyenne. L'année 2005 avec une pluviométrie de 875 mm fut véritablement exceptionnelle.

### *Pluie au sol*

Les mesures faites sur un pluviomètre au sol et sur un pluviographe à 1 m au dessus du sol ont été utilisées pour établir une relation entre la pluie au sol et la pluie à 1 m (Fig. 9); 35 évènements pluvieux ont été retenus et la relation obtenue, de type linéaire, présente un coefficient de détermination  $r^2 = 0.98$ .

On note que la pluie mesurée à 1 m est 27% plus faible que celle mesurée au sol. Cela pose le problème de la représentativité des données pluviométriques collectées à partir des appareils classiques, étant donné que c'est la pluie au sol qui intervient dans les bilans hydriques et les processus de ruissellement et d'érosion au niveau du bassin versant (Casenave, 1998).

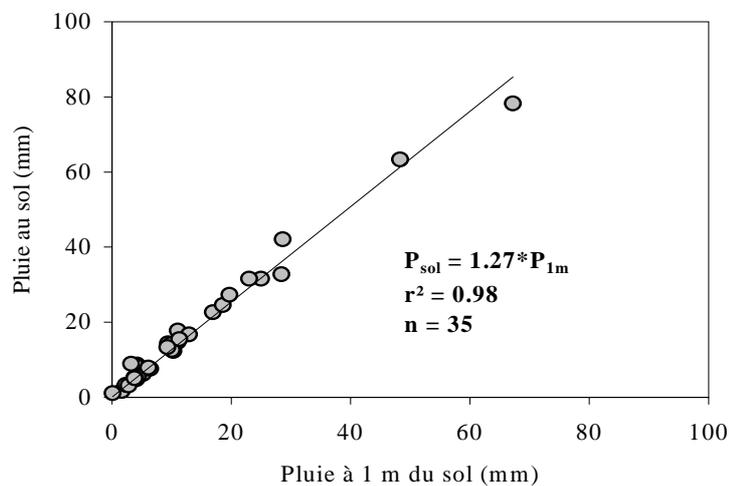


Figure 9 : Relation entre pluie au sol et pluie à 1 m du sol

### *Evaporation et évapotranspiration*

Les évolutions mensuelles des valeurs moyennes de l'évaporation potentielle mesurées journalièrement sur un bac classe A et de l'évapotranspiration de référence ( $ET_0$ ) calculée au pas de temps journalier par la formule de Penman sont présentées à la Figure 10a pour la

période 1961-1990. Les valeurs, faibles en début d'année, augmentent progressivement et atteignent leur maximum en février pour l' $ET_0$  (7 mm/j) et en avril pour l'évaporation bac (11 mm/j). Cette période de l'année correspond aux plus faibles valeurs d'humidité relative de l'air et aux températures les plus élevées. En saison pluvieuse, l'humidité de l'air augmente et les températures baissent; cela entraîne une chute de l'évaporation bac qui enregistre sa plus faible valeur (5 mm/j) en août. L' $ET_0$  chute également avec une valeur qui est la plus faible de l'année (4 mm/j) en août. Les moyennes sur l'année s'élèvent à 8 mm/j pour l'évaporation bac et 6 mm/j pour l'évapotranspiration de référence. L' $ET_0$  annuelle est de 2187 mm et est largement supérieure à la pluie moyenne annuelle (513 mm).

### *Température*

Les valeurs moyennes mensuelles des températures minimale et maximale présentées sur la Figure 10b correspondent à la période d'observation 1985-2000. Les deux extrema suivent la même évolution saisonnière avec des valeurs faibles en début d'année qui augmentent pour atteindre des valeurs élevées aux mois de mars-avril. Durant ces mois, on enregistre des températures maximales de 42°C et minimales de 28°C. Au cours de la saison hivernale (mois d'août), les températures chutent pour atteindre des valeurs maximales de 34°C. Elles remontent en octobre pour baisser de nouveau en décembre avec l'arrivée de l'harmattan. Les températures moyennes maximales et minimales sur toute l'année s'élèvent à 37°C et à 22°C, respectivement.

### *Humidité relative*

Les moyennes mensuelles des minima et maxima journaliers de l'humidité relative de l'air (Fig. 10c) correspondent à la période 1961-1990. Elles présentent une forte saisonnalité avec des valeurs faibles en début d'année (14% pour les minima et 45% pour les maxima). Ces valeurs augmentent pour atteindre des valeurs de 90% pour les maxima au milieu de la saison des pluies (mois d'août). Après cette période, les valeurs diminuent en décembre où elles sont de 16% pour les minima et de 52% pour les maxima. Sur l'ensemble de l'année, les valeurs moyennes sont de 25% pour les minima et 62% pour les maxima.

### *Vent*

Les variations mensuelles des vitesses de vent mesurées à une hauteur de 10 m au dessus du sol sur la période 1966-1987 sont présentées à la Figure 10d. En début d'année (janvier et février), les moyennes mensuelles sont de 1.4 m/s ; elles augmentent et atteignent en juin une valeur maximale de 2.1 m/s. Cette période correspond au début de la saison des pluies avec

de forts vents soufflant en rafales. Ces vents violents peuvent atteindre et dépasser des vitesses de 70 km/h pendant 15 à 20 minutes (Courel, 1984). Les valeurs mensuelles chutent durant la saison pluvieuse pour atteindre leur minimum en octobre (0.8 m/s). Elles réaugmentent légèrement par la suite au cours des mois de novembre (1 m/s) et décembre (1.2 m/s). La moyenne sur l'ensemble de l'année est de 1.4 m/s.

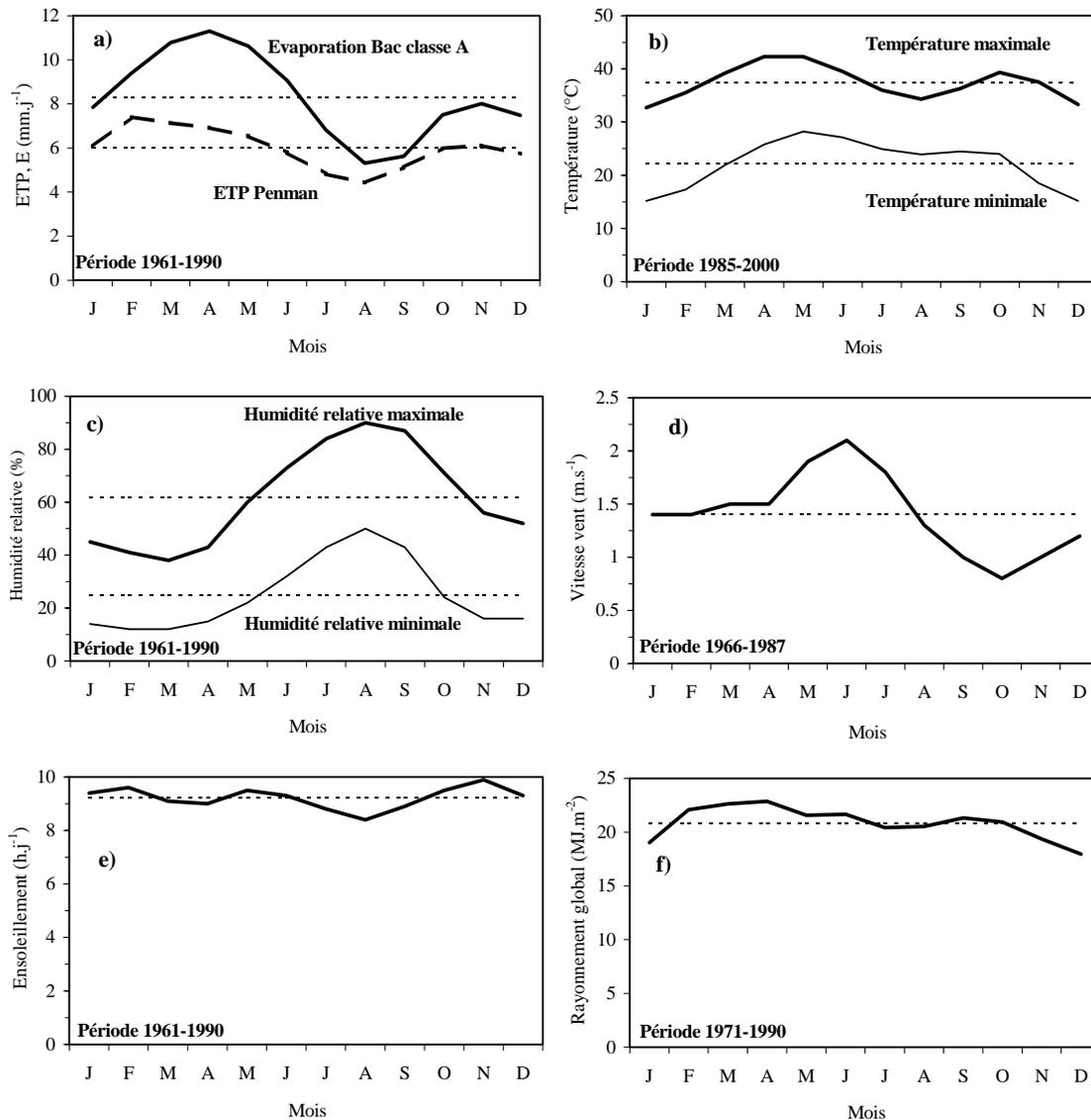


Figure 10 : Evolution des valeurs moyennes mensuelles des principaux paramètres climatiques à la station de Dori (Karambiri, 2003)

#### *Ensoleillement journalier et rayonnement global*

La durée de l'ensoleillement journalier calculée sur la période 1961 - 1990 varie peu en cours d'année (Fig. 10e). Les valeurs restent proches de la moyenne annuelle de 9.2 h/j. Le mois d'août présentent la plus faible durée de l'ensoleillement (8.4 h/j) du fait de la couverture

nuageuse importante du ciel. Les valeurs maximales sont enregistrées au mois de novembre (9.9 h/j) correspondant à la fin de la saison pluvieuse.

Les valeurs de rayonnement global (Fig. 10f) calculées sur la période 1971-1990 sont également relativement stables au cours de l'année. Elles sont plus faibles en début et fin d'année, et plus élevées au mois d'avril. La moyenne annuelle est de 21 MJ/m<sup>2</sup>.

### 3.1.2 Etats de surface

L'étude a été conduite essentiellement sur un espace pastoral en dehors des champs cultivés. Il s'agit d'un milieu sahélien typique caractérisé par une faible densité humaine (10 hab/km<sup>2</sup>) et par une forte densité animale avec une utilisation essentiellement pastorale. Ce milieu est confronté à une dégradation généralisée des systèmes écologiques et à une désertification avancée.

L'étude réalisée dans le cadre de ce travail se concentre principalement sur différents états de surfaces observés dans la zone d'étude. Une attention particulière est portée sur ceux rencontrés sur les placages sableux qui sont des accumulations de sables éoliens (Photo 1) comportant généralement deux horizons principaux (Photo 2). L'horizon de surface d'une épaisseur de 2 à 5 cm est constitué de sable meuble, avec de nombreux macropores d'origine racinaire et mésofaunique, accompagnés de quelques pores vésiculaires. L'horizon sous-jacent, également sableux mais plus compact et moins perméable, dont l'épaisseur varie entre quelques centimètres et 50 cm au maximum, présente une structure caractéristique des dépôts éoliens: alternance de microhorizons sableux et plasmiques, ces derniers étant continus et peu perméables.



Photo 1 : Placage sableux sur le site de Katchari

C'est au niveau des placages sableux que l'on rencontre les arbustes et les arbrisseaux.

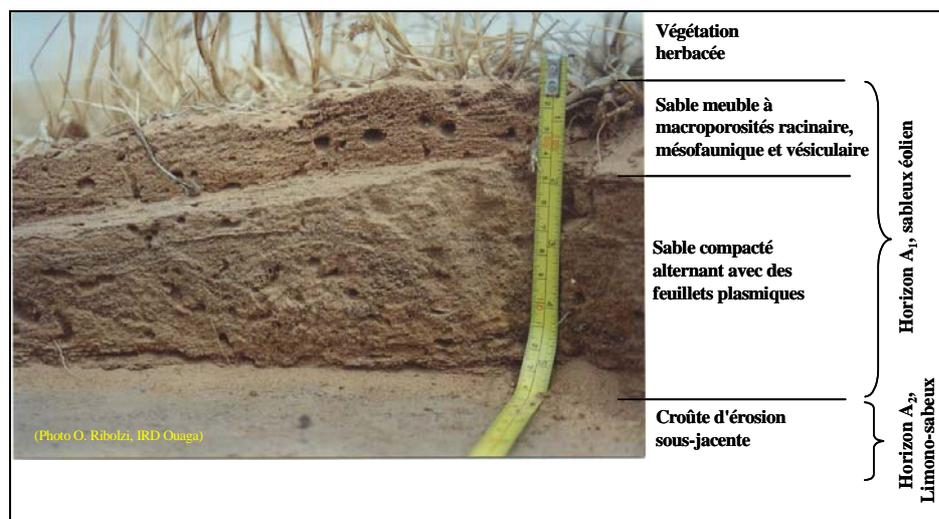


Photo 2 : Coupe verticale d'un placage sableux sur le site de Katchari (source Ribolzi)

Les états de surface les plus fréquemment rencontrés dans la zone, sont les suivants:

#### *Croûte d'érosion (ERO)*

La surface du sol est compacte, caractérisée par un phénomène de glaçage et présente une couleur brun grisâtre (Photo 3). La porosité de surface est quasi colmatée et par conséquent peu fonctionnelle. Cette croûte est la conséquence d'une érosion de type décapante et régressive subie par le sol en place.

Ces surfaces dépourvues de toute végétation présentent de très faibles valeurs de conductivité hydraulique à saturation.

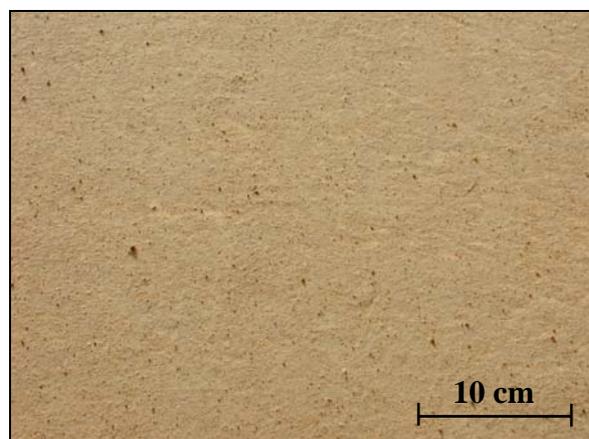


Photo 3 : Vue d'une croûte d'érosion sur le site de Katchari

#### *Croûte de dessiccation (DES)*

Cet état de surface est caractérisé par l'affleurement d'un micro-horizon sableux, légèrement pris en masse, très fragile, qui peut atteindre plusieurs dizaines de millimètres d'épaisseur. Il ne se rencontre que sur les formations éoliennes et supporte l'essentiel de la végétation (Photo 4). La porosité y est plus fonctionnelle que dans les autres types de croûtes.

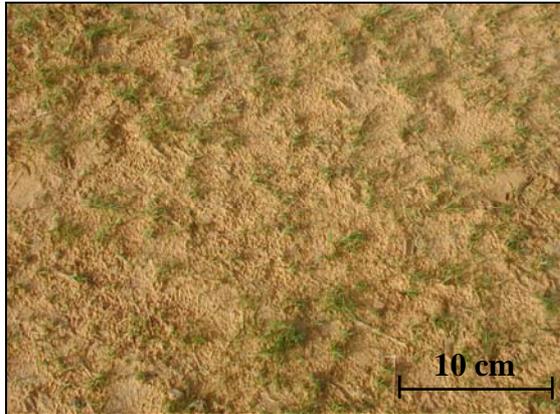


Photo 4 : Vue d'une croûte de dessiccation sur le site de Katchari

#### *Croûte de dessiccation en transition (DES/ERO)*

Dans certains cas la croûte de dessiccation évolue vers une croûte d'érosion pour constituer une croûte de dessiccation en transition dans laquelle la proportion occupée par la croûte d'érosion augmente régulièrement en importance (Photo 5).

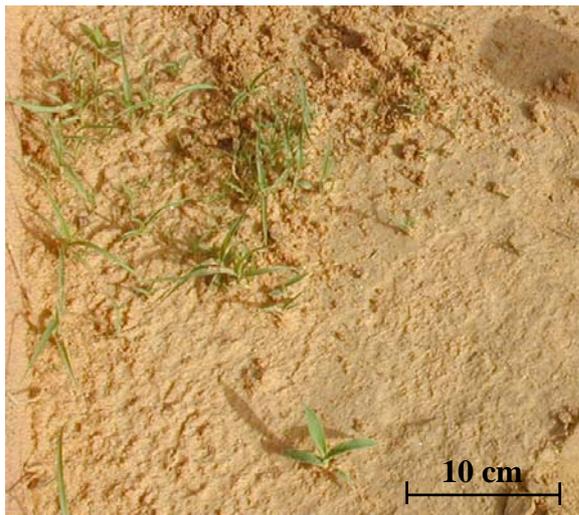


Photo 5 : Vue d'une croûte de dessiccation en transition sur le site de Katchari

D'autres états de surface sont rencontrés occasionnellement dans la zone:

### *Croûte gravillonnaire (G)*

Cet état de surface est caractérisé par un épandage de graviers et cailloux ferrugineux, de quartz ou de roches diverses. La végétation de type graminéen est totalement absente, aussi bien en saison sèche qu'en saison pluvieuse.



Photo 6 : Vue d'une croûte gravillonnaire sur le site de Katchari

De telles croûtes sont généralement le résultat d'une érosion hydrique sélective et d'une érosion éolienne différentielle qui ont entraîné le départ des éléments fins de la surface du sol, laissant en place les éléments les plus grossiers (graviers et sables). La porosité y est relativement plus fonctionnelle que dans la croûte d'érosion; cependant, l'infiltration reste faible, les pores étant pour l'essentiel de type vésiculaire, organisés en mie de pain (Photo 6).

### *Croûte de décantation (DEC)*

Cet état de surface résulte de la stagnation des eaux de ruissellement. Sa texture est de type limono-argileux (Photo 7). En saison sèche, après dessiccation, ces zones sont très sensibles à l'effet de piétinement qui favorise leur déstructuration.

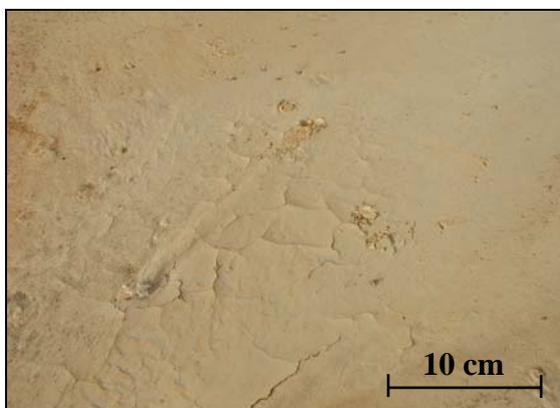


Photo 7 : Vue d'une croûte de décantation sur le site de Katchari

## 3.2 Sites expérimentaux

### 3.2.1 Localisation des sites expérimentaux

Sept sites expérimentaux ont été installés sur trois des principaux états de surface rencontrés dans la région: croûte d'érosion, croûte de dessiccation et croûte de dessiccation en transition. Ces sites sont situés dans trois zones distinctes (Fig. 11):

- une zone pâturée non protégée d'une superficie de 1435 m<sup>2</sup> (altitude 284 m, 14°00'46.9''N, 00°07'47.4''W) faisant l'objet d'une dégradation continue liée à des phénomènes naturels et anthropiques. Trois sites de mesure ont été placés dans cette zone: l'un sur croûte d'érosion (S1); un second sur croûte de dessiccation (S3) et un troisième sur une croûte de dessiccation en transition (S2) sur laquelle, la croûte d'érosion représentait environ 1/3 et la croûte de dessiccation 2/3 de la surface au début juillet 2003, date d'installation des sites de mesure;
- une zone restaurée et protégée de 358 m<sup>2</sup> (altitude 281 m, 14°00'30.0''N, 00°08'17.3''W) entourée d'un grillage pour empêcher les animaux d'y entrer. Il s'agit d'une formation éolienne ayant fait l'objet d'une opération de restauration en 1998 au cours de laquelle des branchages ont été utilisés pour augmenter la rugosité du sol et accentuer les processus de piégeage des sables éoliens. Deux sites de mesures y ont été installés: l'un (S5) sur une croûte de dessiccation et l'autre (S4) sur une croûte de dessiccation en transition; dans ce dernier cas, la croûte d'érosion occupait environ 1/5 du site lors de la mise en place des installations au début juillet 2003;

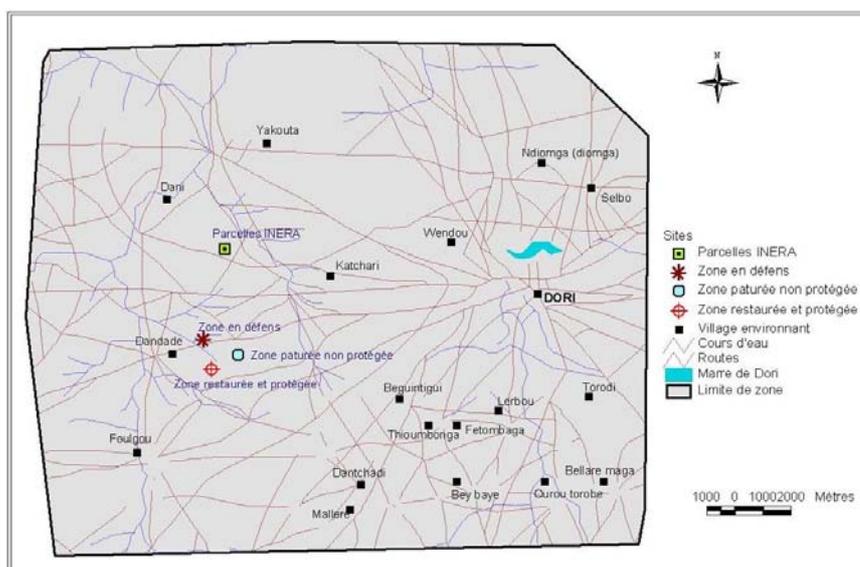


Figure 11 : Localisation des sites expérimentaux

- une zone d'environ 20 ha mise en défens depuis 1985 (altitude 277 m, 14°01'05.1''N, 00°08'26.2''W) dans laquelle ont été mis en place deux sites de mesure sur une croûte de dessiccation (S6 et S7).

Les caractéristiques des différents sites de mesures sont fournies au tableau 2. Des études préalables sur plusieurs croûtes d'érosion ayant débouché sur des propriétés très similaires, le comportement de ces croûtes n'a été étudié que sur un seul site (S1).

Par ailleurs, des études complémentaires ont été effectuées sur certaines parcelles expérimentales de l'INERA (Institut National pour l'Environnement et la Recherche Agricole du Burkina Faso) qui font l'objet d'une expérimentation ayant débuté en 2020 visant à évaluer l'efficacité de différentes techniques de réhabilitation sur une ancienne jachère de cinq ans fortement pâturée (cf. paragraphe 4.4).

Tableau 2 : Localisation et caractéristiques des sites de mesures

Localisation	Numérotation des sites	Croûte superficielle	Pente [%]	Remarques
Zone pâturée non protégée	S1	Erosion (ERO)	2.5	Surface érodée
	S2	Transition vers ERO (DES/ERO)	2.5	Surface partiellement érodée
	S3	Dessiccation (DES)	2.8	
Zone restaurée et protégée	S4	Transition vers ERO (DES/ERO)	1.0	Surface partiellement érodée
	S5	Dessiccation (DES)	1.8	
Zone mise en défens	S6	Dessiccation (DES)	2.5	
	S7	Dessiccation (DES)	1.0	

### 3.2.2 Equipement des sites expérimentaux

Chaque site expérimental a été équipé de dispositifs permettant la mesure du ruissellement et des variations d'humidité et de charge de pression de l'eau du sol.

#### *Mesure du ruissellement*

L'étude du ruissellement à l'échelle locale a été réalisée au moyen d'un dispositif utilisé régulièrement par l'IRD. Il s'agit de parcelles de 1 m<sup>2</sup> délimitées par un cadre métallique à

partir desquelles l'eau de ruissellement est transférée via un tube PVC dans un fût de 200 litres situé en aval et protégé de la pluie par une bâche.

#### *Mesure de l'humidité du sol*

L'évolution temporelle de l'humidité du sol a été suivie à l'aide d'un humidimètre neutronique de marque Solo 25 de la Société NARDEUX. Chaque site comporte un tube d'accès implanté verticalement jusqu'à la profondeur de 80 cm.

#### *Mesure de la charge de pression d'eau du sol*

Ces mesures ont été réalisées au moyen de tensiomètres installés sur chaque site à différentes profondeurs (10; 20; 30; 40 et 60 cm) et connectés à un manomètre à mercure.

Les mesures d'humidité et de la charge de pression de l'eau du sol ont été effectuées quotidiennement en saison des pluies et mensuellement en saison sèche. En 2003, les mesures journalières ont été réalisées entre le 13 juillet au 28 août et en 2004, entre le 1<sup>er</sup> juin et le 28 juillet.

Le dispositif de mesures complet installé sur chaque site est représenté sur la photo 8.

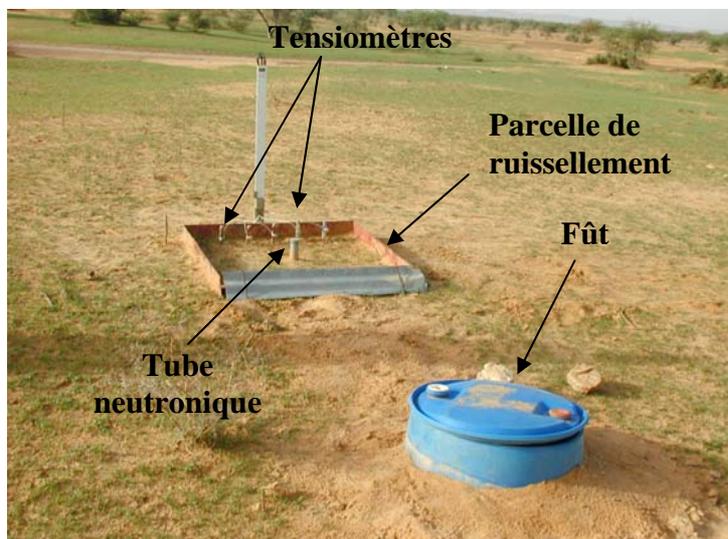


Photo 8 : Equipement type d'un site de mesures

Par ailleurs, la zone d'étude est équipée de trois pluviomètres à lecture directe placés à 1 m du sol, de deux pluviomètres au sol et d'un pluviographe à augets basculeurs.

### 3.3 Protocole expérimental

Le protocole de mesure est centré sur trois grands axes:

- une caractérisation des propriétés physiques des sols;
- un suivi de l'évolution temporelle des propriétés hydrauliques de surface;
- des mesures systématiques de certaines variables d'état (teneur en eau et charge de pression) et des différentes composantes du bilan hydrique.

#### 3.3.1 Caractérisation des propriétés physiques des sols

Ces caractérisations concernent la description des profils pédologiques, la masse volumique sèche et le taux de matières organiques (MO). Elles ont été effectuées à proximité immédiate des sites de façon à ne pas perturber les mesures systématiques.

La description des profils pédologiques a été réalisée par examen visuel de prélèvements à la tarière; elle a été complétée par des prélèvements d'échantillons de sol ayant fait l'objet d'analyses granulométriques ultérieures (Annexes 1 et 2).

La masse volumique apparente sèche a été déterminée sur des échantillons non remaniés prélevés au moyen de cylindres de 100 cm<sup>3</sup> de volume. Les échantillons ont été pesés avant et après passage à l'étuve à 105°C pendant 24 heures. Les prélèvements ont été effectués aux profondeurs 0-5 cm; 5-10 cm ; 10-15 cm ; 15-20 cm ; 20-30 cm ; 30-40 cm et 40-50 cm.

La porosité a été calculée à partir de la formule:

$$f = 1 - \frac{\rho_s}{\rho_r} \quad (1)$$

dans laquelle f est la porosité,  $\rho_s$  la masse volumique sèche du sol et  $\rho_r$  la masse volumique de la fraction solide.

La teneur en MO a été déterminée avec la méthode Anne sur deux échantillons de sol prélevés sur chaque site.

#### 3.3.2 Suivi de l'évolution temporelle des propriétés hydrauliques de surface

L'évolution de certaines propriétés de surface des sols a été suivie par des essais réalisés durant les saisons sèche et humide. Les paramètres suivis étaient la capacité d'infiltration, la conductivité hydraulique à saturation et la conductivité hydraulique sous charge négative.

#### **a) Détermination de la capacité d'infiltration et de la conductivité hydraulique à saturation**

La capacité d'infiltration et la conductivité hydraulique à saturation de la surface du sol ont été déterminées avec la méthode du double anneau (infiltromètre de Müntz). Avant la mesure, trois échantillons de sol ont été prélevés et la teneur en eau moyenne a été retenue pour caractériser la valeur initiale. Pendant l'essai, une charge constante de 3 cm a été maintenue à la surface du sol jusqu'à ce que le régime permanent soit atteint. Chaque site de mesure a fait l'objet de trois répétitions, sauf les sites en voie de transition où six essais ont été effectués, trois sur la partie occupée par la croûte de dessiccation, trois sur la zone couverte par la croûte d'érosion.

#### **b) Mesure de la conductivité hydraulique non saturée**

La conductivité hydraulique sous charge négative a été déterminée à partir d'un infiltromètre à disque à succion contrôlée. Au niveau de chaque site, les mesures ont été faites sous une charge de pression  $h_0 = -40$  mm. Trois répétitions ont été effectuées, sauf pour les sites S2 et S4 sur lesquels six essais ont été conduits, trois sur la partie moins dégradée et trois sur la partie plus altérée.

Avant le début de chaque essai, trois échantillons de sols ont été prélevés et l'humidité moyenne a été retenue comme teneur en eau initiale.

L'infiltromètre à disque (Photo 9) est couramment utilisé pour la détermination in situ de certaines propriétés des sols. Le principe de l'appareil consiste à mesurer le flux d'infiltration axisymétrique de l'eau dans le sol à travers un disque. Le potentiel de l'eau à l'interface disque/sol est maintenu constant au cours du temps et prédéterminé par l'utilisateur. L'infiltromètre à disque est aujourd'hui largement utilisé (Perroux et White, 1988; Ankeny et al., 1988; Reynolds et Elrick, 1991; Vauclin et Chopart, 1992; Logston et Janes, 1993; Vandervaere, 1995) pour l'estimation in situ des propriétés hydrauliques des sols au voisinage de la saturation (conductivité hydraulique  $K$ , sorptivité capillaire  $S$  et éventuellement le paramètre  $\alpha$  du modèle de Gardner). Le principal avantage de cette technique est qu'elle permet d'explorer in situ la dépendance des propriétés hydrauliques à l'égard de la structure du sol (Hussen et Warrick, 1993), en présence de racines ou de macropores (Clothier et White, 1981; Logsdon et Jaynes, 1993) ou de pratiques culturales

(Vauclin et Chopart, 1992). Un infiltromètre à disque à succion contrôlée comporte les éléments suivants (Fig. 12):

- une embase circulaire munie à sa partie inférieure d'une grille métallique sur laquelle est tendue et fermement maintenue au moyen d'un bracelet en caoutchouc, une toile en nylon tissé dont la maille est de  $20\ \mu\text{m}$  et la charge de pression d'entrée d'air de  $-70\ \text{cm}$ ;
- un réservoir gradué qui sert à l'alimentation en eau. Hermétiquement fermé à son sommet par un bouchon en caoutchouc, il est muni d'un tuyau souple qui en permet le remplissage, ainsi que d'une pince de Mohr qui sert d'obturateur;
- le réservoir d'alimentation couplé à un réservoir destiné à la dépressurisation. Un tube capillaire coulissant assure l'entrée d'air (C1) introduit par un orifice situé sur le haut du réservoir. Un second tube (C2) met en communication les deux réservoirs.

Ce matériel a été développé pour réaliser des mesures d'infiltration sous pression négative ou nulle. En désignant par  $h_1$  la hauteur de la colonne d'eau surmontant l'extrémité inférieure du tube C1 et par  $h_2$  la dénivellation entre le plan de la membrane et l'extrémité du tube C2 (Fig. 12), la pression effective de l'eau  $h_0$ , exprimée en hauteur d'eau, est:  $h_0 = h_2 - h_1$ . Elle est négative (inférieure à la pression atmosphérique) dès lors que  $h_1 > h_2$ . La valeur de  $h_0$  ainsi fixée, correspond à la pression (en fait la succion) imposée à la surface du sol pour un essai d'infiltration donné; le déplacement du tube C1 par rapport au niveau constant de l'eau dans le réservoir de dépressurisation permet d'en modifier la valeur.

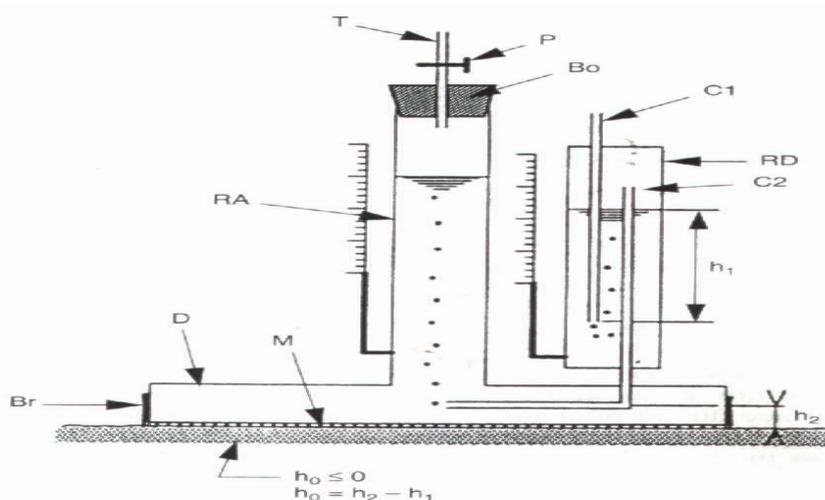


Figure 12 : Représentation schématique de l'infiltromètre à disque

RA: réservoir d'alimentation; RD: réservoir latéral; T: tuyau souple; Bo: bouchon; P: pince de Mohr; Br: embase métallique; D: disque; M: toile en nylon

Ce dispositif constitue en fait un vase de Mariotte à charge constante, quel que soit le niveau de l'eau dans le réservoir d'alimentation.

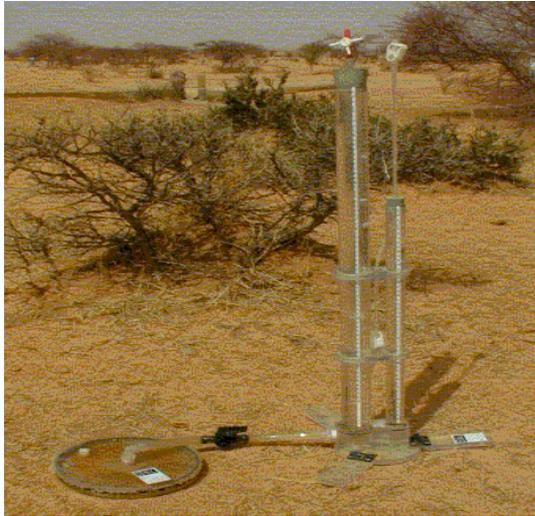


Photo 9 : Infiltromètre à disque à succion contrôlée (TRIMS)

Lors de la mesure, un bon contact hydraulique entre le sol et la membrane du disque est essentiel. La surface du sol est rarement parfaitement plane et il est nécessaire d'interposer une couche de sable fin de quelques millimètres d'épaisseur. Cette couche de sable doit être transparente pour le flux ( $K_{\text{sable}} \gg K_{\text{sol}}$ ) et avoir une sorptivité aussi élevée que possible afin de pouvoir se saturer en un temps court (Ndiaye, 2001). Sa granulométrie doit être assez fine et ne pas comporter une fraction grossière importante (possibilité d'effet de barrière capillaire aux faibles valeurs de succion). La pose de cette couche de sable se fait à l'aide d'un gabarit constitué d'un anneau de garde de diamètre intérieur identique à celui de l'embase. Cet anneau est posé simplement à la surface du sol, après quoi le sable est versé à l'intérieur et aplani. La couche de sable doit être bien nivelée afin de pouvoir assurer en un temps aussi court que possible l'application d'une pression uniformément répartie sur la totalité de la surface.

Pendant la mesure, des lectures du niveau d'eau dans le réservoir sont réalisées de façon régulière. Cette surveillance fastidieuse peut être automatisée (Ankeny et al., 1988). Il est important de s'assurer qu'il n'y a pas de bulles d'air sous la membrane, sans quoi il faut reprendre l'essai. Lors du retrait du disque à la fin de la mesure, il faut éviter d'apporter un excès d'eau par effet d'aspiration (Ndiaye, 2001).

La mesure de la sorptivité capillaire du sol nécessite la connaissance de la teneur en eau initiale et finale lors de l'essai. Un prélèvement de sol est donc effectué avant l'essai à proximité de la zone de mesures et à différentes profondeurs (vérification de l'hypothèse d'uniformité de la teneur en eau initiale). A la fin de l'essai, le sol est débarrassé de la couche de sable de contact et un échantillon est prélevé pour déterminer la teneur en eau finale. Cette opération doit se faire très rapidement et, si possible, à au moins deux endroits différents du site d'essai.

### Méthode d'analyse

*Méthode en régime quasi-permanent fondée sur la solution de Wooding (1968)*

Wooding (1968) a établi une solution approchée pour calculer le flux en régime permanent à partir d'un disque de rayon  $r$ :

$$q_{\infty}(h_0) = K(h_0) + \frac{4\Phi(h_0)}{\pi r} \quad (2)$$

$q_{\infty}(h_0)$  est le flux d'infiltration en régime permanent,  $K(h_0)$ , la conductivité hydraulique du sol à la charge de pression  $h_0$  et  $\Phi(h_0)$ , le potentiel d'écoulement (Gardner, 1958) défini par:

$$\Phi(h_0) = \int_{h_i}^{h_0} K(h)dh \quad (3)$$

$h_i$  est la pression initiale de l'eau dans le sol.

La solution proposée par Wooding (1968) résulte de la résolution de l'équation de Richards linéarisée (Pullan, 1990) appliquée au cas du régime permanent d'infiltration axisymétrique. Elle repose sur les hypothèses suivantes:

- le sol est considéré comme un milieu semi-infini (limité uniquement par sa surface), homogène et isotrope;
- la pression initiale  $h_i$  du sol est constante sur tout le profil;
- la relation  $K(h)$  est de type exponentiel (Gardner, 1958):

$$K(h) = K_s \exp(\alpha h) \quad (4)$$

$K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation et  $\alpha$  une constante caractéristique du sol.

Avec cette dernière hypothèse, le potentiel d'écoulement devient:

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0) - K(h_i)}{\alpha} \quad (5)$$

Si  $K(h_i)$  peut être négligé devant  $K(h_0)$ , on obtient:

$$\Phi(h_0) = \frac{K(h_0)}{\alpha} \quad (6)$$

et l'équation (2) se simplifie en:

$$q_\infty(h_0) = K(h_0) \left[ 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] = K_s \exp(\alpha h_0) \left[ 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right] \quad (7)$$

*Méthode multipotentiel (Ankeny et al., 1991)*

La relation (7) montre que, pour un disque de rayon  $r$  et une pression d'eau  $h_0$  donnés, le flux d'infiltration ne dépend que de deux paramètres: la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  et le coefficient  $\alpha$ . D'où l'idée d'utiliser deux mesures de  $q_\infty(h_0)$  réalisées au même endroit à deux valeurs de  $h_0$  différentes pour en déduire les deux inconnues  $K_s$  et  $\alpha$  (Reynolds et Elrick, 1991; Ankeny et al., 1991). Ecrite sous forme logarithmique, l'équation (7) devient:

$$\ln(q_\infty(h_0)) = \ln \left[ K_s \left( 1 + \frac{4}{\pi r \alpha} \right) \right] + \alpha h_0 \quad (8)$$

Si l'on représente  $\ln(q_\infty(h_0))$  en fonction de  $h_0$  (Fig. 13),  $\alpha$  correspond à la pente de la droite représentée par l'équation (8) et  $K_s$  se déduit de l'ordonnée à l'origine.

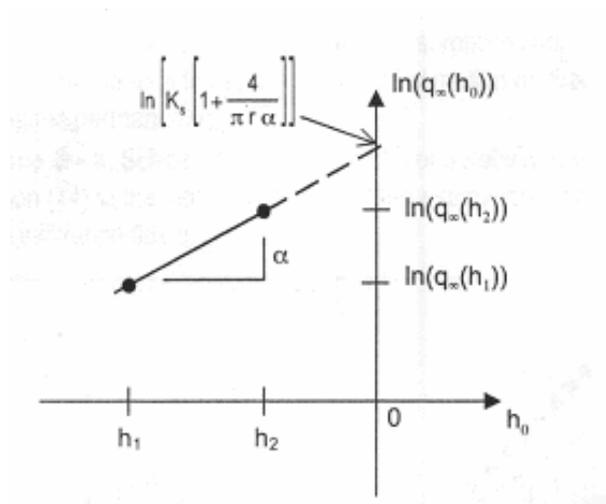


Figure 13 : Calcul des paramètres  $K_s$  et  $\alpha$  de la relation de Gardner (1958), à partir de la mesure des flux d'infiltration en régime permanent  $q_\infty(h_1)$  et  $q_\infty(h_2)$  aux pressions  $h_1$  et  $h_2$ .

*Méthode monopotentiel (White et Sully, 1987)*

White et Sully (1987) ont établi une relation entre potentiel d'écoulement  $\Phi(h_0)$  et sorptivité capillaire  $S$ :

$$\Phi(h_0) = \frac{bS^2}{\theta_0 - \theta_i} \quad (9)$$

où  $S$  dépend des teneurs volumiques en eau initiale  $\theta_i$  et finale  $\theta_0$ , et  $b$  est un paramètre dépendant de la forme des relations  $K(h)$  et  $\theta(h)$ . Il est fréquemment admis (Warrick et Broadbridge, 1992), que la valeur  $b = 0.55$  convient pour la plupart des sols. La combinaison des équations (9) et (2) donne:

$$q_\infty = K(h_0) + \frac{4bS^2(h_0)}{\pi r(\theta_0 - \theta_i)} \quad (10)$$

La sorptivité capillaire se déduit du comportement à l'origine de l'infiltration cumulée

$$I(t) = \int_t q(t) dt \quad (11)$$

En effet, pour  $t$  proche de 0, on a (Philip, 1969; Smetten et al., 1995):

$$I(t) = S\sqrt{t} \quad (12)$$

L'avantage de cette méthode est qu'elle ne fait intervenir qu'une mesure à un seul potentiel. Elle est cependant sensible à l'estimation de  $S(\theta_0, \theta_i)$  et aux erreurs de mesure de la teneur en eau.

*Méthode fondée sur le régime transitoire*

L'infiltration axisymétrique transitoire à partir d'une source circulaire à la surface du sol a été décrite par plusieurs chercheurs. Vandervaere et al. (2000a) ont proposé une expression similaire à l'équation à deux inconnues de Philip pour l'infiltration axisymétrique unidimensionnelle:

$$I = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad (13)$$

où  $I$  est l'infiltration cumulée et  $t$  le temps.  $C_1$  et  $C_2$  sont des coefficients qui peuvent être obtenus à partir des équations proposées par Haverkamp et al. (1994):

$$C_1 = S \quad (14)$$

$$C_2 = \frac{2-\beta}{3}K + \frac{\gamma S^2}{r(\theta_0 - \theta_1)} \quad (15)$$

où  $\gamma$  est une constante comprise entre 0.6 et 0.8; Haverkamp et al. (1994) proposent de retenir une valeur de 0.7.  $\beta$  est un paramètre compris entre 0 et 1, dépendant du type de sol et de la charge de pression  $h_0$ . L'avantage de cette méthode est qu'elle ne requiert pas d'estimation du flux en régime permanent et prend donc moins de temps. En revanche, elle ne fournit qu'un intervalle de valeurs pour la conductivité hydraulique  $K$ , entre  $K_{\min}$  pour  $\beta = 0$  et  $K_{\max}$  pour  $\beta = 1$ . Vandervaere (1995) propose d'utiliser la valeur médiane  $\beta = 0.6$  (en supposant une loi de distribution lognormale de la conductivité hydraulique) pour le calcul de la conductivité hydraulique, qui sera affectée d'un facteur d'incertitude de  $\pm 1.4$ .

Tous nos essais ont été analysés par la méthode différentielle (Vandervaere et al., 1997; Vandervaere et al., 2000b). Cette méthode consiste à dériver l'infiltration cumulée  $I$  (éq. 13) en fonction de la racine carrée du temps  $\sqrt{t}$ , soit:

$$\frac{dI}{d\sqrt{t}} = C_1 + 2C_2\sqrt{t} \quad (16)$$

Une régression linéaire sur les valeurs principales permet de déterminer  $C_1$  et  $C_2$  (Fig. 14), et donc  $S$  et  $K$  à partir des équations 15 et 16. L'examen de cette figure montre que les premiers points ne sont pas situés sur la droite, ceci est dû à l'influence du sable de contact (Ndiaye., 2001), si bien qu'ils ne sont pas pris en compte pour la détermination des paramètres  $C_1$  et  $C_2$ .

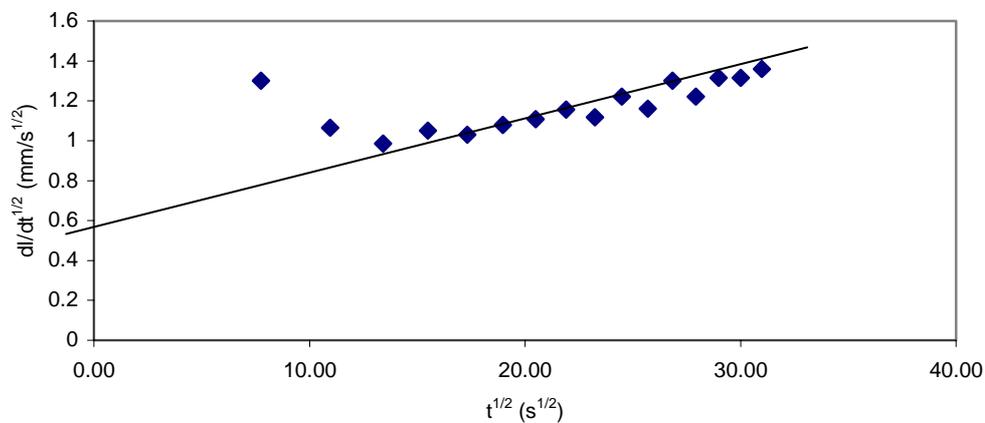


Figure 14 : Exemple de relation entre  $\frac{dI}{d\sqrt{t}}$  et  $\sqrt{t}$

Si dans la formule qui donne la conductivité hydraulique:

$$K = \frac{3}{2-\beta} \left[ C_2 - \frac{\gamma C_1^2}{r(\theta_0 - \theta_i)} \right] \quad (17)$$

on néglige les effets latéraux représentés par le second terme de l'équation (17), l'équation devient:

$$K = \frac{3}{2-\beta} C_2 \quad (18)$$

avec  $\beta = 0.6$

La connaissance de la sorptivité capillaire  $S$  et de la conductivité hydraulique  $K$  a été utilisée par certains auteurs (Philip, 1985; White et Sully, 1987) pour définir la longueur capillaire  $\lambda_c$  qui est une échelle macroscopique exprimant l'importance relative des forces capillaires et gravitaires agissant sur la pénétration de l'eau dans le sol. Sa formulation mathématique est la suivante:

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{(\theta_0 - \theta_i)K} \quad (19)$$

En utilisant les lois élémentaires de la capillarité, Philip (1985) a introduit la dimension moyenne des pores hydrauliquement fonctionnels,  $\lambda_m$ , donnée par l'équation suivante:

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_w g \lambda_c} \quad (20)$$

où  $\sigma$  est le coefficient de tension superficielle de l'eau (0.072 N/m à 25°C),  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau (1000 Kg/m<sup>3</sup>) et  $g$  l'accélération de la pesanteur (9.81 m<sup>2</sup>/s).

En introduisant dans l'équation (20), les valeurs numériques de  $\sigma$ ,  $\rho_w$  et  $g$  on obtient, en exprimant  $\lambda_m$  en  $\mu\text{m}$ .

$$\lambda_m = 13.3 \frac{(\theta_0 - \theta_i)K}{S^2} \quad (21)$$

#### *Détermination du temps de ruissellement*

La connaissance de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire au voisinage de la saturation permet de déterminer un paramètre hydrologique important, à savoir le temps de ruissellement  $t_p$ . C'est le temps à partir duquel la surface du sol atteint la saturation, sous une

intensité de pluie constante, supérieure à la capacité d'infiltration du sol (Vauclin et Chopart, 1992). En deçà de  $t_p$ , toute la pluie s'infiltre; au delà, seule une partie pénètre dans le sol et l'autre s'accumule en surface et/ou ruisselle. Au plan théorique, il est possible de montrer que la valeur de  $t_p$  vérifie les inégalités suivantes:  $t_{p, \text{inf}} < t_p < t_{p, \text{sup}}$

$$t_{p, \text{inf}} = \frac{S^2}{2i_p K} \ln \frac{i_p}{i_p - K} \quad (22)$$

$$t_{p, \text{sup}} = \frac{S^2}{2i_p (i_p - K)} \quad (23)$$

où  $i_p$  est l'intensité de la pluie.

La meilleure estimation de  $t_p$  correspond à la moyenne géométrique de  $t_{p, \text{inf}}$  et  $t_{p, \text{sup}}$ . (Boulier et al., 1987).

### 3.3.3 Suivi des variables d'état

Un suivi temporel de l'humidité et de la charge de pression de l'eau du sol a été effectué journalièrement à 6 h et 18 h pendant les campagnes de mesures. Les mesures neutroniques ont été faites tous les 10 cm jusqu'à 50 cm et les mesures tensiométriques ont été effectuées aux profondeurs d'implantation des tensiomètres (10; 20; 30; 40 et 60 cm). Des mesures tensio-neutroniques complémentaires ont été réalisées à la fin de chaque événement pluvieux.

Une valeur précise de la teneur en eau du sol au moyen d'un humidimètre à neutrons exige un étalonnage de l'appareil. La démarche utilisée à cet effet a consisté à associer le comptage réduit (comptage neutronique sur comptage standard) effectué à une profondeur donnée, à la teneur en eau mesurée en laboratoire sur des prélèvements effectués à la tarière (trois par profondeur) au même moment. Les valeurs obtenues aux différentes profondeurs de prélèvement (0-15 cm, 15-25 cm, 25-35 cm, 35-45 cm et 45-55 cm) ont été reliées aux mesures à la sonde effectuées à 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm et 50 cm, respectivement. Au niveau de chaque site, une relation linéaire a été ajustée aux couples comptage réduit-humidité volumique mesurés. Au total, trente cinq relations d'étalonnage ont été établies pour caractériser les mesures effectuées à 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm et 50 cm sur chacun des sites (cf. Annexe 3).

Un certain nombre de profils de teneur en eau gravimétrique ont été établis, en particulier après les événements pluvieux importants, pour s'assurer de la pertinence des mesures à la sonde à neutrons et compléter l'information sur les variations d'humidité.

### Calcul du stock d'eau

Le stock d'eau  $S$  du sol à un instant donné peut être estimé à partir du profil hydrique  $\theta(z)$ ,  $\theta$  caractérisant la teneur en eau volumique et  $z$  la profondeur. Entre deux profondeurs  $z_1$  et  $z_2$ , il est défini par:

$$S = \int_{z_1}^{z_2} \theta(z) dz \quad (24)$$

Dans le présent travail, le stock a été estimé en considérant que les mesures de teneur en eau aux profondeurs  $z_i$  (tous les 10 cm) sont représentatives d'une couche de 10 cm d'épaisseur située de part et d'autre de la profondeur considérée. La mesure à 10 cm a été exceptionnellement considérée comme représentative de la teneur en eau dans l'horizon 0-15 cm, si bien que le stock d'eau  $S$  (mm) sur la profondeur  $z$  est calculé sur la base de l'équation:

$$S_{0-z} = (\theta_{10} \times 150) + (\theta_{20} \times 100) + \dots + (\theta_z \times 50) \quad (25)$$

### Calcul du bilan hydrique au niveau des parcelles

Le bilan hydrique d'un système repose sur le principe de la loi de conservation de la masse. Il résulte de l'intégration de l'équation de continuité sur un certain volume de sol et sur une certaine durée.

L'équation du bilan stipule que toute différence entre apports et pertes, pendant la période considérée, se traduit par une variation  $\Delta S$  du stock d'eau dans le profil de sol:

$$\Delta S = \text{Apports} - \text{Pertes} \quad (26)$$

Les apports sont constitués principalement par les précipitations  $P$  et d'éventuelles remontées capillaires  $G$ , et les pertes par l'évapotranspiration réelle  $ETR$ , le ruissellement  $R$  et le drainage  $D$  au delà de la limite inférieure considérée.

On a donc:

$$\Delta S = (P + G) - (ETR + R + D) \quad (27)$$

Dans notre cas, les remontées capillaires peuvent être négligées, ce qui donne finalement:

$$\Delta S = P - (ETR + R + D) \quad (28)$$

### Estimation du flux à 50 cm de profondeur

Les méthodes les plus utilisées pour déterminer les quantités d'eau qui percolent dans le sol à une profondeur donnée font appel à des lysimètres. Leur usage s'est largement répandu en Afrique de l'Ouest, en particulier sous l'impulsion de Roose (1981). Fiables, économiques et relativement simples d'emploi, ces dispositifs présentent cependant l'inconvénient de ne collecter que l'eau gravitaire. En effet, le lien capillaire entre l'eau contenue dans le lysimètre et l'eau du sol environnant étant interrompu, les transferts d'eau sous tension sont perturbés et le drainage sous-évalué.

Avec la généralisation de l'utilisation des humidimètres à neutrons et des tensiomètres, il a été possible d'évaluer les flux dans un sol non saturé au moyen de la loi de Darcy généralisée, à savoir:

$$q = -K(h) \frac{dH}{dz} \quad (29)$$

avec  $q$  le flux hydrique,  $K(h)$  la fonction de conductivité hydraulique et  $dH/dz$  le gradient de charge hydraulique. La charge est définie par  $H = h - z$ , l'axe des profondeurs étant orienté positivement vers le bas et l'origine prise à la surface du sol.

L'application de cette approche suppose que l'on ait déterminé au préalable la fonction de conductivité hydraulique  $K(h)$ . Hillel et al. (1972) ont défini un protocole de mesure de la conductivité hydraulique lorsqu'il n'existe aucun flux d'évaporation à la surface du sol (méthode du drainage interne). Dans la présente étude, la fonction  $K(h)$  a été déterminée à partir de mesures effectuées avec un infiltromètre à disque à succion contrôlée.

Le flux ainsi estimé est une valeur instantanée correspondant au moment des mesures de la charge de pression  $h$ . Les mesures étant espacées dans le temps, la lame drainée  $D$  a été estimée par la relation:

$$D = \bar{q} \Delta t \quad (30)$$

où  $\bar{q}$  est le flux hydrique moyen sur l'intervalle de temps  $\Delta t$  compris entre deux mesures successives de  $h$ . Cette estimation du drainage  $D$  n'est précise que pour autant que la variation du flux  $q$  est faible sur la période considérée. Le choix de l'intervalle de mesures est donc un élément important pour la détermination correcte du drainage.

Le drainage à la profondeur de référence 50 cm a été estimé à l'aide des mesures tensiométriques relevées à  $z = 40$  cm et  $z = 60$  cm et de la conductivité hydraulique non saturée obtenue par essais d'infiltrométrie réalisés à 50 cm.



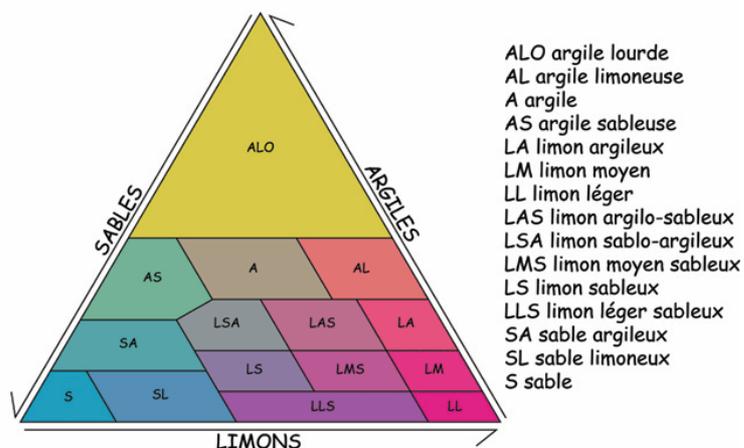
## CHAPITRE IV Résultats et Discussion

### 4.1 Caractérisation des propriétés physiques

Ce paragraphe fait état des résultats de mesures des principales propriétés physiques des sols. Il est complété par la présentation des fonctions de conductivité hydraulique mesurées à la profondeur 50 cm, fonctions qui sont utilisées ultérieurement pour l'estimation des quantités d'eau de drainage à cette même profondeur.

#### 4.1.1 Profils pédologiques

Chaque site expérimental a fait l'objet d'un relevé de profil pédologique. La démarche adoptée a consisté à faire des trous à la tarière sur l'ensemble des sept sites de mesure. Au total, trente échantillons ont été collectés. Les échantillons ainsi prélevés ont été décrits visuellement avant d'être analysés au laboratoire du BUNASOLS<sup>1</sup> au moyen de la méthode de la pipette de Robinson. Le triangle textural utilisé est celui du Référentiel Pédologique Français (Fig. 15). Les différents profils pédologiques obtenus sont représentés à la figure 16.



(source: [www.wikipedia.org](http://www.wikipedia.org))

Figure 15 : Triangle textural du Référentiel Pédologique Français faisant intervenir les pourcentages d'argile (< 2  $\mu\text{m}$ ), de limon (2 à 50  $\mu\text{m}$ ) et de sable (50 à 2000  $\mu\text{m}$ )

Les principales particularités de ces profils sont:

- croûte d'érosion en zone pâturée non protégée (S1) : le sol de ce profil se caractérise par une texture sablo-limoneuse près de la surface reposant sur un horizon sablo-argileux ferrugineux à taches et concrétions et présentant une tendance hydromorphe en profondeur;

<sup>1</sup> BUNASOLS : Bureau National des Sols du Burkina Faso

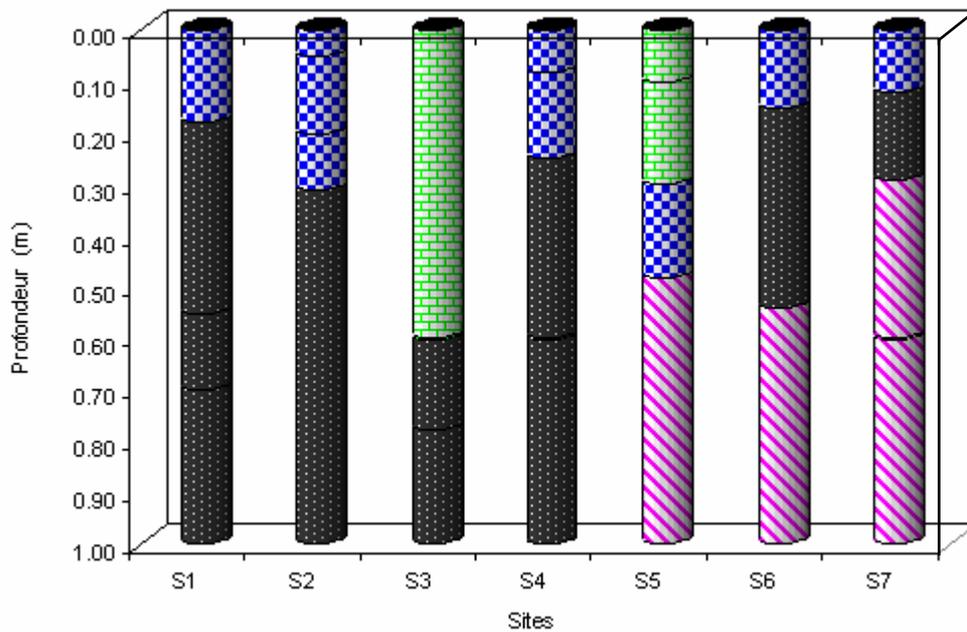


Figure 16 : Profils pédologiques observés sur les différents sites

- croûte de dessiccation en transition en zone pâturée non protégée (S2): ce profil présente une texture sablo-limoneuse dans l'horizon supérieur surmonté d'une mince pellicule plasmique de quelques millimètres;
- croûte de dessiccation en zone pâturée non protégée (S3) caractérisée par une texture sableuse sur les 60 premiers centimètres surmontant un horizon sablo-argileux;
- croûte de dessiccation en transition en zone restaurée et protégée (S4): ce profil présente une texture sablo-limoneuse associée à une mince pellicule plasmique à la surface;
- croûte de dessiccation en zone restaurée et protégée (S5) caractérisée par une texture sableuse sur les 30 premiers centimètres et un important recouvrement végétal à la surface;
- croûte de dessiccation dans la zone en défens (S6): le sol de ce profil se caractérise par une texture sablo-limoneuse sur les 15 premiers centimètres. Le taux de sable a tendance à diminuer avec la profondeur, alors que le pourcentage d'argile augmente

progressivement. On note l'existence de fentes de retrait et de nombreux macropores (forte colonie de termites). Ce type de sol très riche se développe sur des matériaux d'apport argileux avec un engorgement temporaire d'une partie du profil;

- croûte de dessiccation dans la zone en défens (S7): sous la couche de surface de texture sablo-limoneuse apparaissent des horizons nettement plus argileux occupés par de nombreux macropores et fentes de retrait.

L'analyse granulométrique (Fig. 17) met en évidence une forte variabilité spatiale de la teneur en éléments fins (argiles et limons); ceci est conforté par les travaux de Thiombiano (2000) qui a trouvé sur la même zone d'étude un coefficient de variation moyen de 54% pour les éléments fins et de 33% pour le sable.

L'étude pédologique révèle une nette prédominance des sols ferrugineux tropicaux lessivés indurés. Leur texture sableuse à sablo-limoneuse près de la surface, devient généralement sablo-argileuse à partir de 30-40 cm de profondeur. Une carapace ferrugineuse peut apparaître entre 50 et 120 cm. Ces sols ferrugineux tropicaux sont caractérisés par une médiocre stabilité structurale des horizons superficiels liée à leur richesse en limons et sables fins et à leur faible teneur en matières organiques.

#### **4.1.2 Masse volumique sèche, teneur en matières organiques et porosité**

Les valeurs de masse volumique sèche mesurées avant le début de la saison des pluies 2003 au niveau des différents profils sont reportés dans le Tableau 3. A chaque profondeur, trois échantillons de sol ont été prélevés et la moyenne a été retenue.

Les valeurs se situent entre 1.49 et 1.74 g/cm<sup>3</sup>. Elles varient d'un site à l'autre et augmentent légèrement de la surface vers la profondeur.

Les mesures de teneur en matières organiques n'ont jamais révélé de valeurs supérieures à 2%, la plupart des valeurs se situant entre 1.3 et 1.8%.

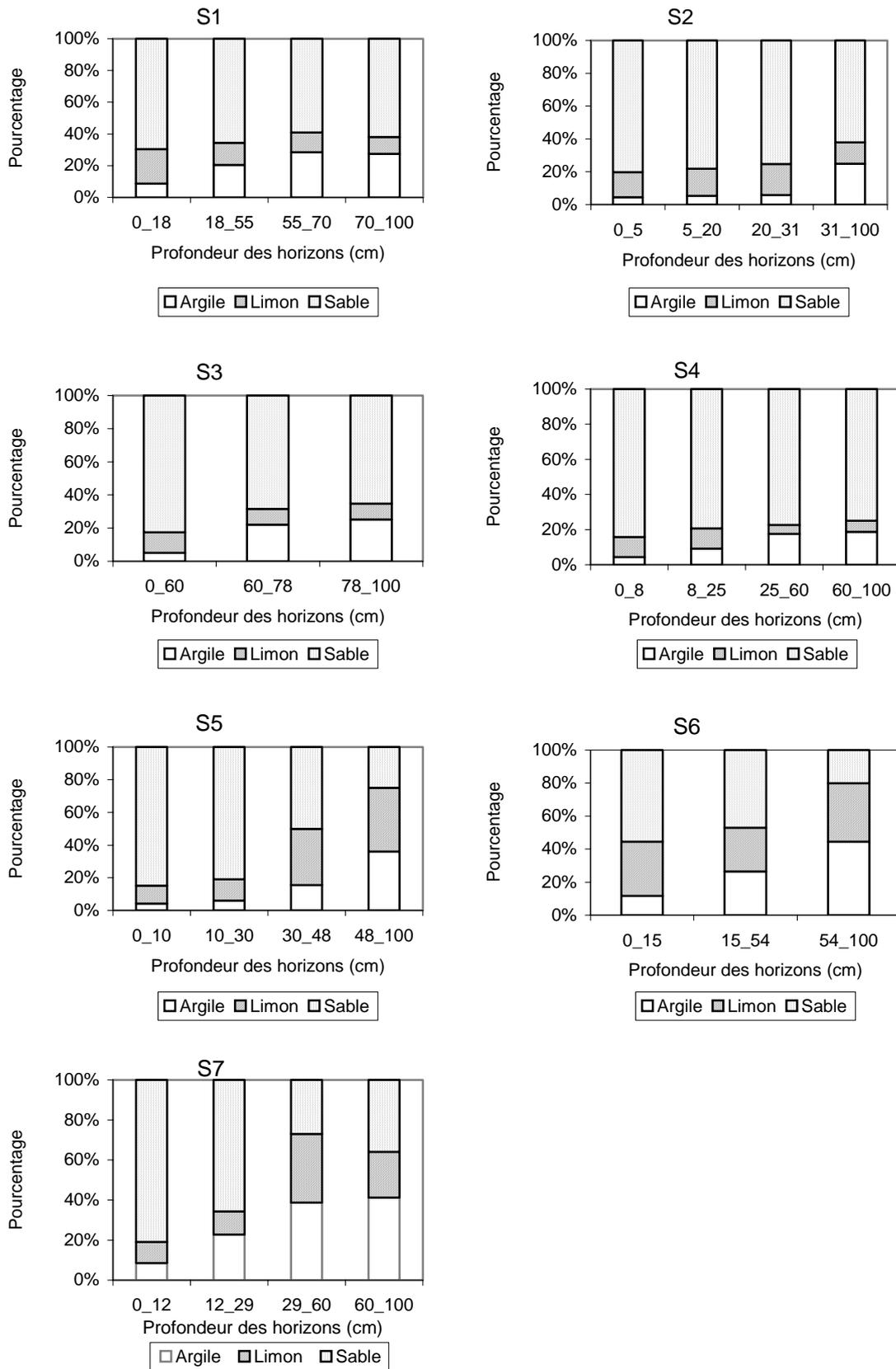


Figure 17 : Répartition granulométrique au niveau des différents sites de mesures

Tableau 3 : Masse volumique sèche ( $\text{g}/\text{cm}^3$ ) au niveau des différents sites (moyenne des 3 échantillons)

Prof. [cm]	S1 (ERO)	S2 (DES/ERO)	S3 (DES)	S4 (DES/ERO)	S5 (DES)	S6 (DES)	S7 (DES)
0-5	1.68	1.59	1.52	1.58	1.53	1.55	1.49
5-10	1.68	1.58	1.53	1.59	1.54	1.56	1.63
10-15	1.70	1.60	1.52	1.62	1.53	1.56	1.64
15-20	1.72	1.63	1.54	1.65	1.54	1.68	1.66
20-30	1.70	1.63	1.53	1.67	1.57	1.65	1.74
30-40	1.69	1.67	1.55	1.65	1.56	1.66	1.62
40-50	1.69	1.67	1.54	1.65	1.58	1.65	1.67
Moyenne	1.69	1.62	1.53	1.63	1.55	1.62	1.64
Ec.-type	0.01	0.13	0.01	0.03	0.02	0.05	0.07

Les valeurs moyennes de porosité sur les cinq premiers centimètres de sol, obtenues à partir de la masse volumique sèche, en considérant une masse volumique du solide égale à  $2.65 \text{ g}/\text{cm}^3$  (Eq. 1) sont reportées dans le Tableau 4.

Tableau 4 : Valeurs moyennes de la porosité  $f$  (%) dans les cinq premiers centimètres de sol

	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7
$f$ (%)	37	40	43	40	42	42	44

L'examen du Tableau 4 témoigne de valeurs relativement proches sur tous les sites, sauf pour le site S1. Ceci ne permet pas de conclure à l'existence ou non d'une croûte, dont l'épaisseur ne peut être que de quelques millimètres, comme l'ont montré Casenave et Valentin (1989).

#### 4.1.3 Conductivité hydraulique à 50 cm de profondeur

Si l'on admet que la relation qui lie la conductivité hydraulique non saturée à la charge de pression  $h$  peut être représentée par une fonction du type  $K(h) = K_s e^{\alpha h}$  (Gardner, 1958), on peut déduire  $K(h)$  des essais de l'infiltromètre à disque. Le Tableau 5 fournit les valeurs de  $K_s$  et  $\alpha$  obtenues à 50 cm de profondeur à partir d'essais effectués aux charges de pression - 0.5 et - 3 cm. La Figure 18 présente les fonctions  $K(h)$  qui en résultent pour les différents sites.

Tableau 5 : Valeurs de  $K_s$  et de  $\alpha$  à 50 cm de profondeur pour les différents sites

	S1 (Ero)	S2 (Des/Ero)	S3 (Des)	S4 (Des/Ero)	S5 (Des)	S6 (Des)	S7 (Des)
$K_s$ [cm/h]	0.67	1.14	4.29	1.56	3.51	1.37	3.42
$\alpha$ [cm <sup>-1</sup> ]	0.0729	0.1346	0.0136	0.1880	0.0110	0.0100	0.0112

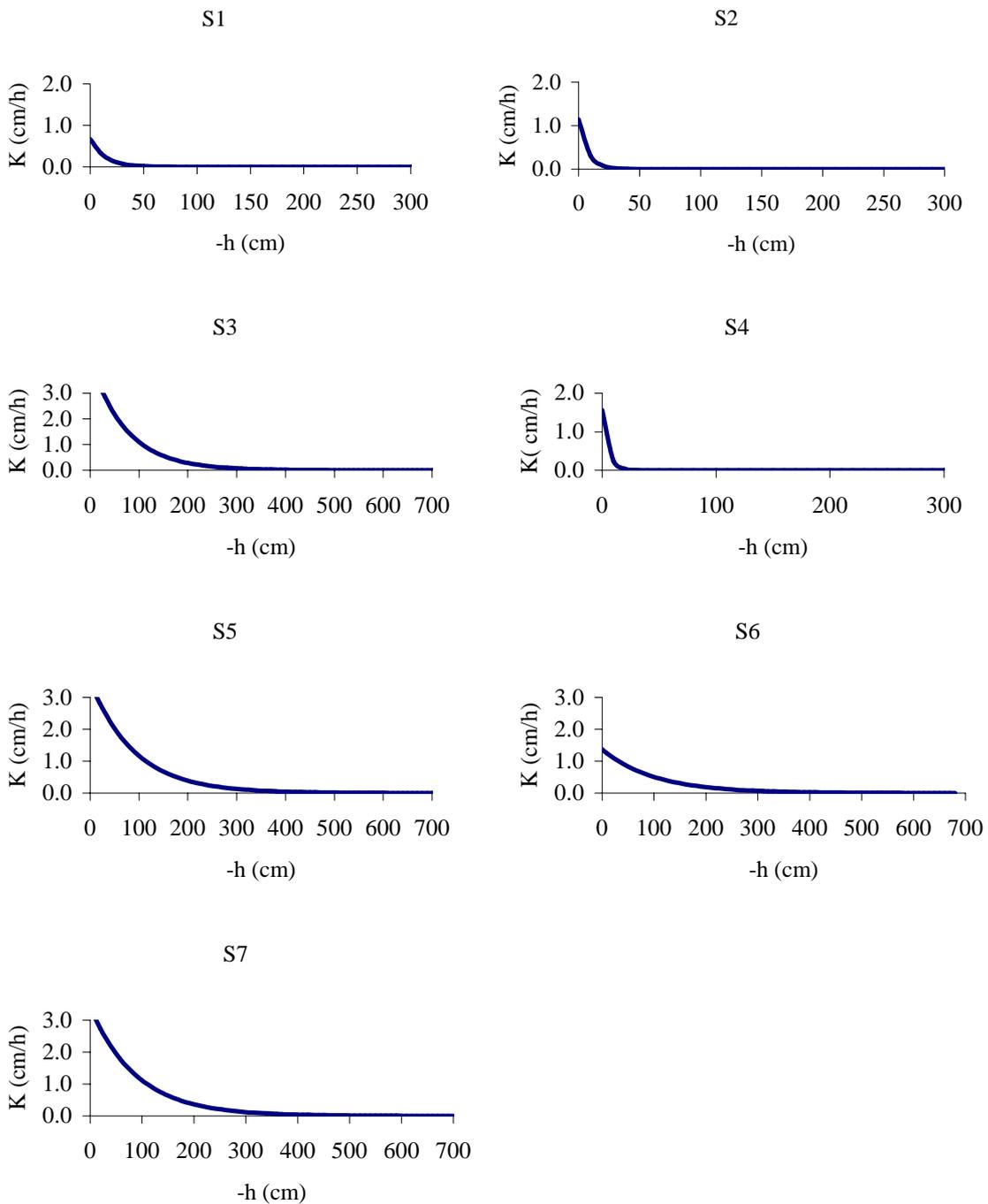


Figure 18 : Représentation graphique des fonctions  $K(-h)$  à la profondeur 50 cm pour les différents sites de mesures

L'examen du Tableau 5 et de la Figure 18 fait ressortir des valeurs réduites de conductivité hydraulique à saturation sur les sites S1, S2, S4 et S6 accompagnées, en général, par une décroissance rapide lorsque la charge de pression diminue; dans tous ces cas, les mesures à 50 cm de profondeur concernent des sols sablo-argileux. Par contre les valeurs obtenues sur les sites S3, S5 et S7 sont relatives à des milieux sableux, accompagnés de proportions variables de limon et d'argile. Même si une certaine parenté existe, on ne retrouve pas les mêmes schémas de comportement qu'en surface où la nature de la pellicule superficielle influence considérablement les propriétés du sol.

## 4.2 Suivi de l'évolution temporelle des propriétés hydrauliques de surface du sol

### 4.2.1 Conductivité hydraulique à saturation

La méthode de l'infiltromètre de Müntz a été utilisée pour déterminer la conductivité hydraulique à saturation de la surface du sol. L'appareil est constitué de deux cylindres concentriques qui sont introduits dans le sol sur quelques centimètres de profondeur. Dans le cas particulier, le cylindre intérieur avait un diamètre de 25 cm et le cylindre externe 33 cm. Les essais ont été réalisés en imposant une charge constante (3 cm) dans le cylindre central. La présence du cylindre externe permet de limiter la diffusion latérale de l'eau. Le processus d'infiltration débute généralement par une décroissance rapide puis diminue plus lentement pour aboutir à un régime stable, caractérisé par une valeur de la capacité d'infiltration (Fig. 19) proche de la conductivité hydraulique à saturation.

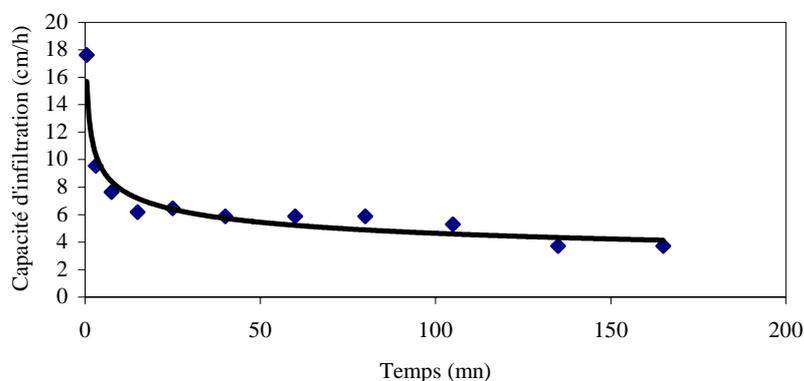


Figure 19 : Exemple d'évolution temporelle de la capacité d'infiltration sur croûte de dessiccation en zone pâturée (S3)

Au total 130 essais ont été effectués en saison sèche (mars et avril) et en saison pluvieuse (juin, juillet et août) durant les campagnes 2003, 2004 et 2005. Les valeurs correspondantes sont données au Tableau 6.

La Figure 20 illustre l'évolution de la conductivité hydraulique pendant les trois années de mesure. L'examen de cette figure montre:

- de grandes différences selon l'état de surface. Les plus fortes valeurs se rencontrent sur les croûtes de dessiccation, les plus faibles sur la croûte d'érosion, alors que les croûtes de dessiccation en transition occupent une position intermédiaire. Ces différences sont sans doute imputables aux réorganisations des états de surface car une modification de l'organisation du système poral des horizons superficiels entraîne une diminution de la conductivité hydraulique à saturation (Vandervaere, 1995; Niang, 2000 et Ndiaye, 2001);

Tableau 6 : Conductivité hydraulique à saturation (mm/h) de la surface du sol en saisons sèche et humide (années 2003, 2004 et 2005) sur les différents sites de mesure (résultats obtenus avec l'infiltromètre de Müntz sous une charge de 3 cm)

		S1 (Ero)	S2 (Des/Ero)	S3 (Des)	S4 (Des/Ero)	S5 (Des)	S6 (Des)	S7 (Des)
Année 2003	Saison sèche	2.9 (2.8-2.9) <sup>1</sup>	25 (20-28)	53 (51-55)	33 (29-37)	45 (44-47)	42 (41-42)	-
	Saison humide	2.7 (2.6-2.7)	18 (16-21)	37 (35-38)	25 (23-26)	41 (38-44)	34 (33-36)	-
Année 2004	Saison sèche	2.7 (2.4-2.8)	23 (20-25)	49 (48-50)	25 (23-27)	34 (32-36)	31 (30-32)	36 (33-38)
	Saison humide	2.3 (2.1-2.4)	16 (13-17)	34 (34-35)	19 (15-22)	29 (27-30)	25 (24-25)	25 (24-27)
Année 2005	Saison sèche	2.7 (2.6-2.7)	20 (19-21)	48 (47-49)	24 (23-24)	34 (33-34)	28 (27-29)	31 (29-33)
	Saison humide	2.4 (2.3-2.4)	15 (14-15)	32 (30-34)	20 (19-21)	29 (29-29)	20 (19-20)	22 (20-23)

<sup>1</sup>: valeurs minimale et maximale; -: valeur manquante

- une variation saisonnière: les valeurs obtenues en saison sèche sont généralement plus élevées que celles de la saison humide. Plusieurs facteurs sont à l'origine de cette diminution, en particulier la destruction de la croûte par les animaux en saison sèche et la réduction de la dimension des chenaux qui connectent les plus gros pores entre eux en saison humide;
- une variation temporelle de la conductivité hydraulique à saturation qui a tendance à décroître d'une année à l'autre;

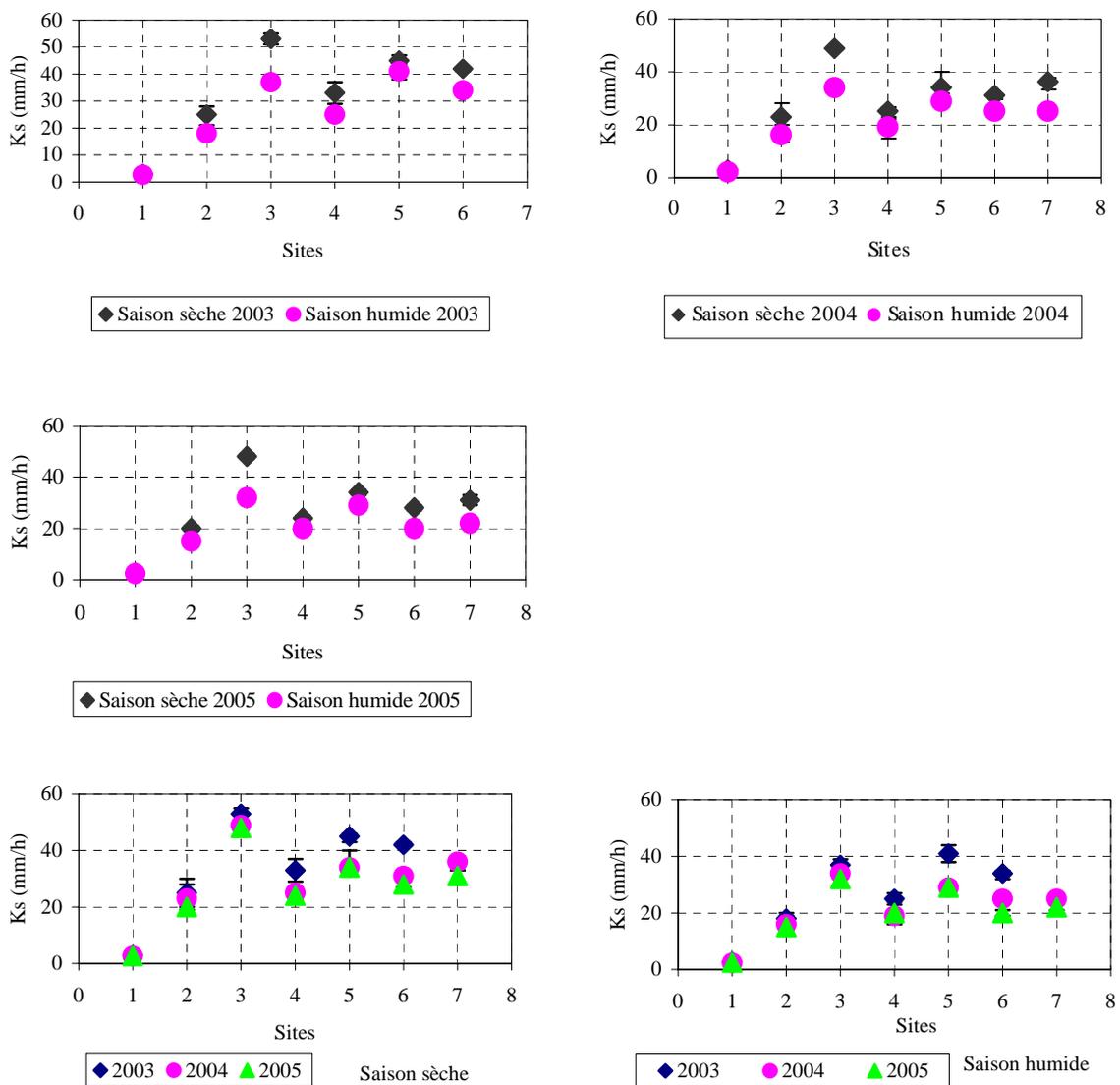


Figure 20 : Evolution de la conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  sur les différents sites de mesures en 2003, 2004 et 2005, en saison sèche et en saison humide

- en saison sèche: sur le site S3, la conductivité hydraulique à saturation varie très peu d'une année à l'autre, alors qu'elle décroît de façon significative sur S5 et S6. Sur le site S1, l'état très avancé de dégradation de la partie superficielle du sol qui se rapproche du stade final de dégradation explique la stabilité de la conductivité hydraulique. La variation interannuelle renseigne sur le stade de dégradation du milieu, dégradation qui se traduit par une augmentation des zones dénudées très vulnérables vis à vis du ruissellement. En effet, les sites situés sur les croûtes d'érosion sont caractérisés par des coefficients de ruissellement de l'ordre de 75% et présentent les pertes les plus élevées de matières en suspension (Karambiri et Ribolzi, 2004);
- en saison humide: on remarque une évolution similaire de la conductivité hydraulique à saturation avec, systématiquement, des valeurs plus réduites qu'en saison sèche.

#### 4.2.2 Conductivité hydraulique non saturée

Au total, 136 essais d'infiltrométrie à charge de pression imposée ( $h_0 = - 40$  mm) ont été effectués avec un disque de rayon 100 mm sur les sept sites pendant les années 2003, 2004 et 2005. La Figure 21 donne, à titre d'exemple, les résultats d'un essai réalisé sur croûte de dessiccation (S5); un autre exemple est fourni à la Figure 14 (page 38).

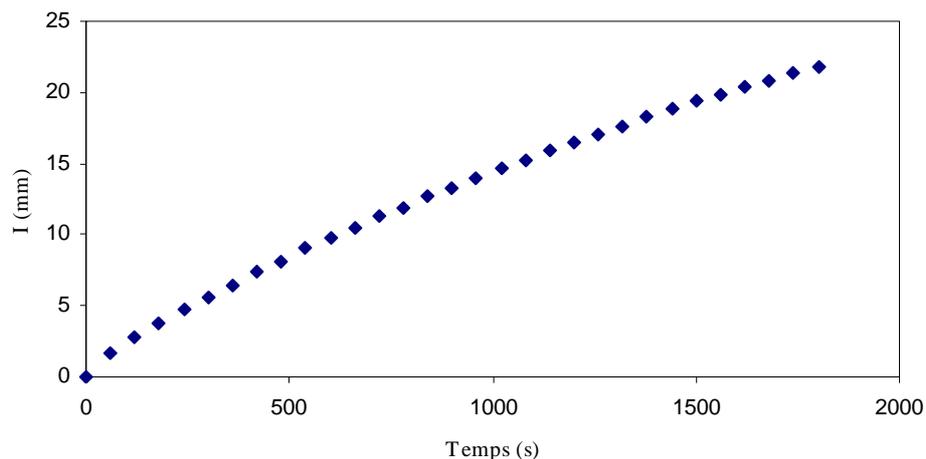


Figure 21 : Exemple d'évolution temporelle de l'infiltration cumulée I sur croûte de dessiccation (S5) pour une charge de pression  $h_0 = - 40$  mm imposée à la surface

Les valeurs de conductivité hydraulique non saturée obtenues au moyen de l'équation 17 sur les différents sites pendant les trois années de mesures sont reportées dans le tableau 7.

Les résultats obtenus font à nouveau ressortir un comportement différencié des sites (Fig. 22). Ici également les trois ensembles précités ressortent nettement, à savoir: les sites situés sur les croûtes de dessiccation qui présentent les plus fortes valeurs, le sol de la croûte d'érosion caractérisé par une faible conductivité et les sites en transition qui ont un comportement intermédiaire. Les différences observées sont sans doute imputables à une modification de la porosité liée à l'évolution des états de surface du sol.

Tableau 7 : Conductivité hydraulique non saturée K (mm/h) moyenne de la surface du sol à une charge de pression  $h_0 = -40$  mm en saisons sèche et humide pour les différents sites de mesure (années 2003, 2004 et 2005)

		S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7
		(Ero)	(Des/Ero)	(Des)	(Des/Ero)	(Des)	(Des)	(Des)
Année 2003	Saison sèche	4.7 (3.6-5.0) <sup>1</sup>	8.6 (6.5-10.8)	15.8 (15.1-16.9)	12.6 (10.1-14.8)	14.4 (13.7-15.5)	12.2 (11.9-13.0)	-
	Saison humide	3.6 (3.4-4.0)	7.2 (5.0-9.4)	11.9 (10.8-12.6)	9.4 (8.6-12.2)	13.7 (12.9-14.4)	8.1 (7.9-9.0)	-
Année 2004	Saison sèche	4.2 (3.8-4.5)	6.4 (5.4-7.6)	11.5 (11.2-11.9)	7.2 (5.0-10.1)	10.4 (9.7-11.2)	11.6 (10.8-12.6)	12.7 (11.9-13.3)
	Saison humide	3.5 (3.2-4.0)	4.1 (2.9-5.0)	8.3 (7.2-9.7)	4.7 (4.0-5.8)	8.8 (7.9-9.4)	9.1 (8.6-9.7)	9.5 (7.6-10.8)
Année 2005	Saison sèche	4.2 (4.1-4.2)	5.3 (4.6-6.0)	10.7 (10.5-10.9)	6.8 (6.4-7.2)	9.8 (9.7-9.8)	10.6 (10.4-10.8)	11.0 (10.9-11.0)
	Saison humide	3.4 (3.4-3.4)	3.5 (3.4-3.5)	8.0 (7.9-8.0)	4.2 (4.1-4.2)	8.5 (8.5-8.5)	8.7 (8.3-9.1)	9.1 (8.6-9.6)

<sup>1</sup>: valeurs minimale et maximale; -: valeur manquante

Sur le site S1, il est surprenant de constater que les valeurs de la conductivité hydraulique non saturée sont sensiblement plus élevées que celles de la conductivité hydraulique à saturation.

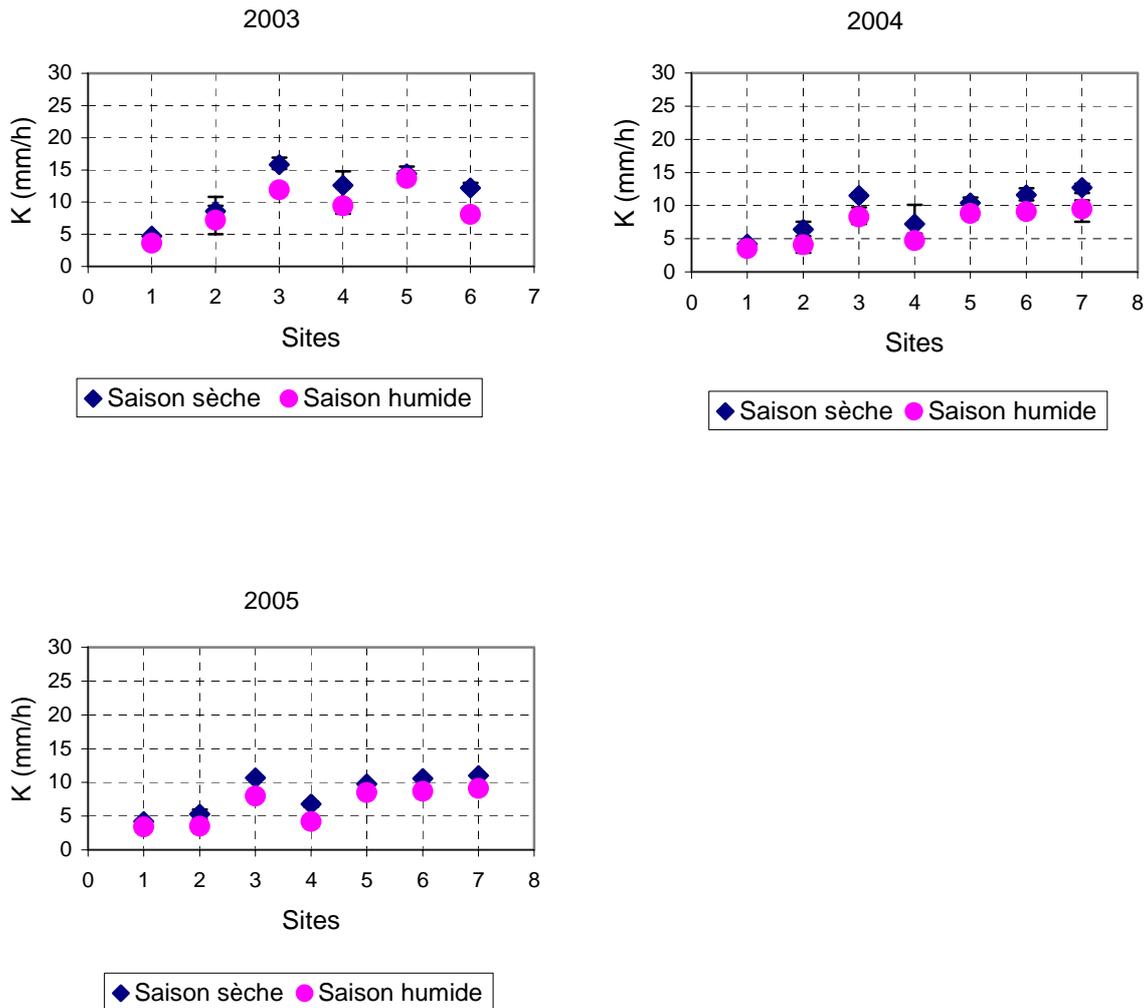


Figure 22 : Conductivités hydrauliques K (mm/h) de la surface mesurées à  $h_0 = -40$  mm en saisons sèche et humide sur les différents sites de mesures (2003, 2004 et 2005)

On remarque également des valeurs plus élevées en saison sèche qu'en saison humide, comme ce fut le cas pour la conductivité hydraulique à saturation. Cette situation est due à plusieurs facteurs parmi lesquels on peut citer la présence d'une porosité vésiculaire qui réduit la capacité d'infiltration. Cette porosité vésiculaire apparaît suite aux pluies et se forme par piégeage de l'air lors des fortes averses (Photo 10). En effet, certains auteurs (Valentin, 1981) ont montré qu'en zone subdésertique les caractéristiques hydrodynamiques des microhorizons superficiels pouvaient être affectées par l'apparition de ces vésicules. La porosité vésiculaire est liée à l'existence d'un microhorizon sus-jacent à porosité réduite surmontant, le plus souvent, un matériau à faible diffusivité gazeuse (Valentin, 1981). Il en résulte une conductivité hydraulique également réduite des organisations superficielles. Or,

plusieurs auteurs ont montré qu'en zone sahélienne ce sont les caractéristiques hydrodynamiques des microhorizons superficiels qui conditionnent, pour une grande part, l'infiltrabilité de l'ensemble du sol. Il est donc possible de considérer la présence de ces vésicules proches de la surface comme un indice de faible perméabilité (Valentin, 1981) en saison humide car l'analyse statistique met en évidence une très bonne relation entre l'abondance de ces pores et l'aptitude au ruissellement (Albergel et al., 1986). En saison sèche, cette porosité vésiculaire est détruite par le piétinement des animaux (Photo 11).

Les phénomènes de battance consécutifs à la dégradation structurale superficielle des sols sous l'action des pluies provoquent également une diminution de l'infiltrabilité traduite par une capacité d'infiltration très réduite (de l'ordre de 1 à 3 mm/h) (Niang, 2000). D'autres facteurs comme la diminution de l'activité biologique contribuent aussi à la diminution des propriétés hydrauliques de surface entre les deux saisons.

Durant les trois années de mesure, on a noté une diminution assez importante de la conductivité hydraulique non saturée au niveau de l'ensemble des sites de mesures, sauf pour le site S1. Cette variation temporelle s'accompagne toujours d'une réduction de la macroporosité qui résulte de la dégradation des placages sableux dont l'évolution ultime est l'apparition de croûtes d'érosion.



Photo 10 : Porosité vésiculaire au sein de la croûte de dessiccation (Photo Ribolzi)



Photo 11 : Traces de piétinement de la croûte de dessiccation par les animaux (Photo Ribolzi)

### 4.2.3 Sorptivité capillaire et dimension moyenne des pores fonctionnels

Les tableaux 8 et 9 présentent respectivement les valeurs de sorptivité  $S$  (Eq. 14) et de dimension moyenne des pores fonctionnels  $\lambda_m$  (Eq. 21) obtenues à partir des essais d'infiltration pour les trois années de mesure à la charge de pression  $h_0 = -40$  mm.

La sorptivité des croûtes de dessiccation est plus élevée que celle des croûtes de dessiccation en transition, elle-même plus forte que celle de la croûte d'érosion. Ces valeurs de sorptivité sont comparables à celles observées dans la littérature; à titre de comparaison, la sorptivité de la croûte d'érosion est proche des valeurs ( $6 \text{ mm/h}^{1/2}$ ) obtenues par Cook and Broeren (1994) sur un sol alluvial limoneux à la charge de pression  $h_0 = -40$  mm, tandis que celles relatives aux croûtes de dessiccation sont plus proches de la valeur  $13 \text{ mm/h}^{1/2}$  mesurée par White et Sully (1987) sur un sol limoneux sableux à la pression  $h_0 = -30$  mm. La modification de la porosité est le facteur explicatif principal de la variation de sorptivité entre les différents sites.

Tableau 8 : Sorptivité capillaire  $S$  ( $\text{mm/h}^{1/2}$ ) à la charge de pression  $h_0 = -40$  mm pour les 3 années de mesures

	2003		2004		2005	
	S.S.	S.H.	S.S.	S.H.	S.S.	S. H.
S1 (Ero)	9.0	8.7	7.9	6.3	7.9	7.6
S2 (Des/Ero)	12.0	11.8	11.3	7.9	10.8	10.1
S3 (Des)	13.1	12.5	12.8	9.1	12.5	11.7
S4 (Des/Ero)	12.6	11.5	11.9	8.8	10.9	10.4
S5 (Des)	13.5	13.3	13.2	10.2	13.0	12.4
S6 (Des)	13.9	13.2	14.5	11.3	13.8	12.8
S7 (Des)	-	-	14.8	11.8	14.1	13.6

S.S.: saison sèche; S.H.: saison humide; -: donnée manquante

Le sol du site S1 se différencie nettement de ceux des autres sites. La dimension moyenne des pores fonctionnels reste faible et varie peu au cours des trois années. Le tassement du sol qui accompagne la formation de la croûte d'érosion est sans doute à l'origine de cette stagnation.

Les croûtes de dessiccation (S3, S5, S6 et S7) présentent les valeurs de  $\lambda_m$  les plus élevées avec un maximum pour S3; ceci est probablement lié à une porosité élevée de ce type de formation superficielle, accentuée par la destruction de la croûte par les animaux. Ici également, on remarque en général une décroissance sensible de la dimension des pores fonctionnels entre 2003 et 2005.

Tableau 9 : Dimension moyenne des pores fonctionnels  $\lambda_m$  (mm) à la charge de pression  $h_0 = -40$  mm pour les 3 années de mesures

	2003		2004		2005	
	S.S.	S.H.	S.S.	S.H.	S.S.	S.H.
S1 (Ero)	0.099	0.094	0.091	0.090	0.090	0.090
S2 (Des/Ero)	0.150	0.131	0.125	0.114	0.105	0.101
S3 (Des)	0.286	0.249	0.220	0.183	0.209	0.192
S4 (Des/Ero)	0.208	0.201	0.128	0.103	0.112	0.106
S5 (Des)	0.227	0.219	0.199	0.167	0.190	0.178
S6 (Des)	0.194	0.175	0.180	0.155	0.159	0.146
S7 (Des)	-	-	0.188	0.162	0.163	0.153

Les Figures 23 et 24 présentent l'évolution de la dimension moyenne des pores fonctionnels  $\lambda_m$  durant les trois années de mesures, pour les saisons sèches et humides, respectivement.

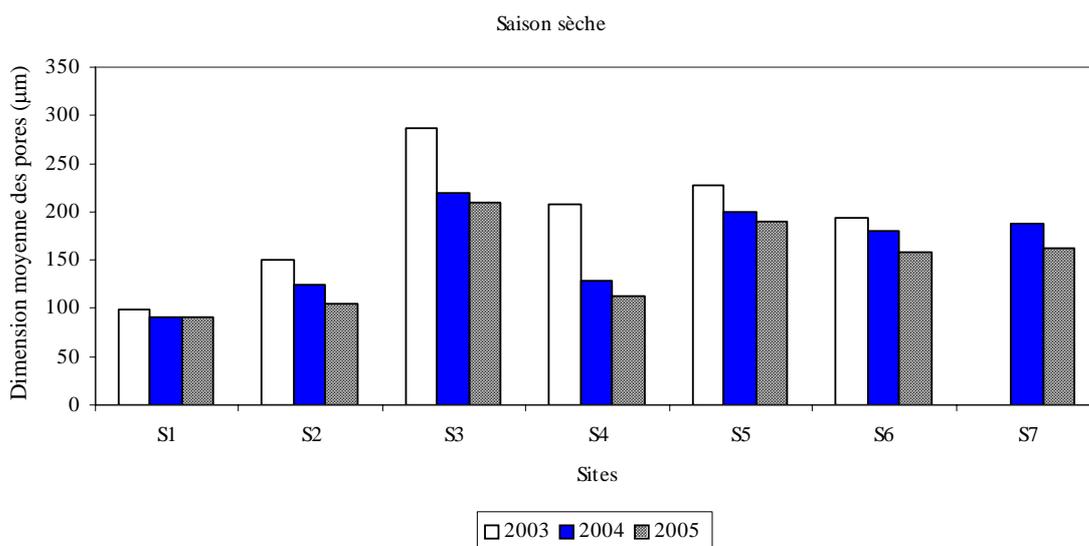


Figure 23 : Evolution de la dimension moyenne des pores fonctionnels en saison sèche pour les trois années sur les différents sites

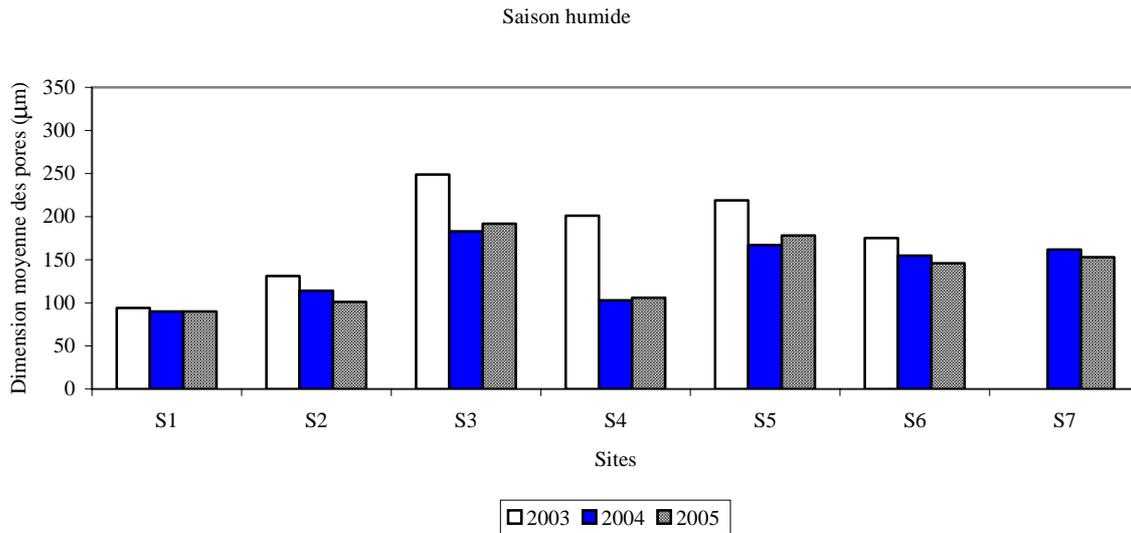


Figure 24 : Evolution de la dimension moyenne des pores fonctionnels en saison humide pour les trois années sur les différents sites

Ces deux figures montrent que les sols situés sur les croûtes de dessiccation en transition (S2 et S4) présentent des valeurs de  $\lambda_m$  intermédiaires. On note par ailleurs une diminution progressive de la dimension des pores fonctionnels qui a tendance à se rapprocher des valeurs caractéristiques de croûtes d'érosion. Il se confirme donc que le passage d'une croûte de dessiccation vers une croûte d'érosion se traduit par une diminution de la taille moyenne des pores fonctionnels.

#### *Temps de saturation de la surface*

Le temps de saturation de la surface (ou temps d'apparition du ruissellement) caractérise la durée entre le début de la pluie et le début du ruissellement. La pluie considérée ici est la pluie d'imbibition ( $i_p = 60$  mm/h pendant 30 mn) fréquemment utilisée par l'IRD lors des essais de simulation de pluies. Les résultats obtenus sur les sept sites de mesures durant l'année 2004 sont reportés dans le tableau 10.

Tableau 10 : Temps d'apparition  $t_p$  du ruissellement pour les différents sites de mesures

Sites	S1 (ERO)	S2 (DES/ERO)	S3 (DES)	S4 (DES/ERO)	S5 (DES)	S6 (DES)	S7 (DES)
$t_p$ (s)	50	134	229	106	224	155	162

Ces résultats montrent que le ruissellement se déclenche très peu de temps après le début de la pluie sur les croûtes d'érosion, alors qu'il débute plus tardivement sur les croûtes de dessiccation. Ce classement de l'aptitude au ruissellement est cohérent avec les valeurs des propriétés hydrauliques de surface et les valeurs du ruissellement obtenues sous pluies naturelles (Tableau 11).

Tableau 11 : Coefficients de ruissellement Cr pour les 7 sites de mesures pour la période du 1 juin au 28 août 2004

Sites	S1 (ERO)	S2 (DES/ERO)	S3 (DES)	S4 (DES/ERO)	S5 (DES)	S6 (DES)	S7 (DES)
Cr (%)	71	52	41	51	37	37	35

L'augmentation du ruissellement entraîne une dégradation rapide des propriétés physico-chimiques des horizons superficiels se traduisant par une fragilisation des sols, une minéralisation rapide des matières organiques avec pour conséquence l'apparition d'érosion et de pertes de terre importantes.

#### 4.2.4 Discussion

Les résultats présentés ci-dessus révèlent un comportement hydrodynamique très différencié des sols. Les sols des croûtes d'érosion (S1) et de dessiccation en transition (S2 et S4), se comportent comme des impluviums; caractérisés par un coefficient de ruissellement élevé (de l'ordre de 50 à 75%), ces milieux favorisent l'alimentation en eau des zones situées en aval. Par contre, les sols sur croûte de dessiccation (S3, S5, S6 et S7) présentent un taux d'infiltration élevé (supérieur à 60 %) et ont donc tendance à retenir l'eau sur les versants.

Ce comportement différencié des sols vis à vis des processus d'infiltration et de ruissellement peut expliquer, entre autres, la répartition hétérogène des populations végétales sur la zone d'étude comme cela a déjà été souligné par Thiombiano et al. (1999). L'une des causes de la désertification évoquée par Boudet (1977), à savoir une rétraction du couvert végétal qui fixe les sables éoliens et favorise la rétention de l'eau sur les versants est confirmée. Il en résulte une dénudation partielle ou totale des terrains de glacis ou des placages sableux.

Cette variabilité du comportement hydrodynamique des sols constitue l'un des facteurs majeurs de la formation des différents paysages (glacis, placages sableux) rencontrés dans la région. Il s'établit ainsi une relation entre le type d'états de surface, le type de paysages et le

rapport ruissellement/infiltration de l'eau au niveau du sol. En effet, l'apparition d'une mince croûte superficielle conduit à un développement multiforme de l'érosion hydrique: rigoles, ravines, tronquage et décapage, érosion sélective, érosion régressive (Photos 12 à 14). De nombreuses observations de ces formes d'érosion ont été rapportées par ailleurs (Mainguet et Cossus, 1980; Marchal, 1983; Baumer, 1987).

D'après Leprun (1999), les sols et la végétation subissent une évolution continue sous les effets cumulés et complémentaires des érosions hydrique et éolienne. Dans certains cas, la faible épaisseur des horizons et l'agressivité érosive se conjuguent pour mettre en mouvement l'ensemble du sol meuble jusqu'à atteindre la roche altérée. Dans d'autres cas, seuls les horizons supérieurs du sol sont mis en mouvement et transitent au-dessus des horizons d'altération de la roche ou de la cuirasse plus ou moins démantelée.



Photo 12 : Ravine



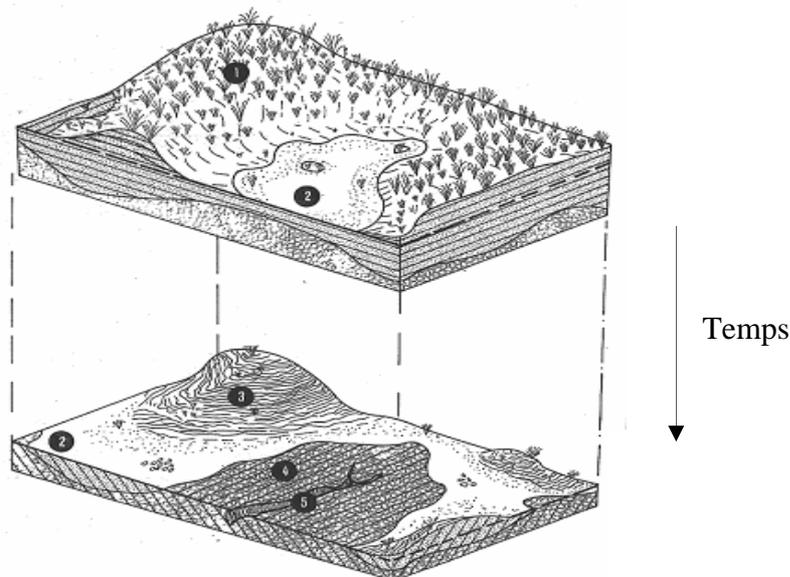
Photo 13 : Ruissellement et érosion régressive



Photo 14 : Tronquage et décapage d'un placage sableux

Plusieurs facteurs sont à l'origine de l'évolution des sols de Katchari. Il s'agit essentiellement de facteurs climatiques et anthropiques. Les facteurs climatiques (pluviométrie, vitesse du vent, etc.) sont caractérisés par une forte variabilité temporelle et spatiale qui se traduit par une importante hétérogénéité des effets sur les sols.

L'action de l'homme se manifeste par une grande diversité des formes d'intervention sur le milieu qui contribue à la fragilisation des sols. L'influence du bétail constitue la menace la plus importante du fait que la région regroupe les 3/5 du cheptel du pays. Il en résulte une dégradation notable de la couverture végétale avec, corrélativement, une extension des surfaces encroûtées (Fig. 25). Le sol, moins protégé par la couverture végétale, est soumis à l'action mécanique des précipitations qui provoquent une modification des états de surface. Le surpâturage apparaît ainsi comme le facteur principal de la dégradation du milieu. De plus, par son piétinement, le bétail contribue à créer de nouvelles zones à encroûtement superficiel, en particulier autour des points d'eau. Des études effectuées dans la région (Pieri, 1989; Young et Onstad, 1978) confirment que ces sols ont une très forte sensibilité structurelle à l'érosion et sont très susceptibles à la dégradation. Cette dégradation est facilitée par leur très faible taux de matières organiques. La diminution de la biomasse et de sa restitution au sol sont en effet à l'origine d'une péjoration de la stabilité structurale et de la porosité.



1. Dessiccation DES, 2. Erosion ERO (plage nue encroûtée), 3. Dessiccation en transition DES/ERO, 4. Gravillonnaire G, 5. Erosion linéaire.

Figure 25 : Evolution temporelle d'une surface sahélienne sous l'effet de la sécheresse et du surpâturage (adapté de Casenave et Valentin, 1989)

L'étude effectuée par Thiombiano (2000) sur l'érosion hydrique à la station de Katchari révèle, entre autres, une forte variabilité des vitesses de progression du front d'érosion sur le plan spatial et temporel, avec un coefficient de variation de l'ordre de 70%. Cette variabilité dépend fortement des conditions hydromorpho-pédologiques locales, de la position sur le versant et de l'arrangement des états de surface. Avec des pertes de terre de l'ordre de 4 à 8.4 t/ha pendant les trois ans d'expérimentation sur un petit bassin versant de 4 ha situé dans la zone d'étude, les résultats de Karambiri et Ribolzi (2004) confirment l'hypothèse d'une dynamique très active des sols qui se poursuit à l'heure actuelle avec une accentuation du façonnement de leurs états de surface par les érosions hydrique et éolienne. Ce façonnement conduit à la formation de nouveaux types d'états de surface comme l'ont souligné Casenave et Valentin (1989). Il se traduit par la présence de recouvrements sableux éoliens plus récents et par des phénomènes de tronquage des sols ayant pour conséquence un départ partiel ou total de l'horizon de surface. Nos résultats confirment une différenciation prononcée des sols selon l'état de surface avec pour conséquence une accentuation de la discontinuité spatiale, tant du point de vue de la rugosité de surface des sols que de leur comportement vis à vis de l'eau. En plus de la mise en évidence de cette diversité des états de surface, l'analyse des résultats obtenus au niveau des propriétés hydrauliques de surface révèle une forte variation des coefficients de ruissellement.

La susceptibilité à l'érosion s'accroît, ce qui entraîne une destruction progressive du sol avec des conséquences très dommageables sur la fertilité (chute de la capacité d'échange et des éléments disponibles, notamment) et sur le bilan hydrique (augmentation du ruissellement, baisse de la réserve en eau disponible pour les plantes, modification du régime hydrique et des échanges avec l'atmosphère).

Le suivi de la dynamique des formations éoliennes révèle que ces recouvrements sont variables dans l'espace et dans le temps (Fig. 26). Alors même que leur hauteur moyenne varie peu au cours des années, les dimensions latérales de ces accumulations diminuent progressivement. Ceci est dû sans doute à l'action conjuguée du vent et de l'érosion hydrique qui entraîne une diminution progressive de la superficie occupée par les placages; cette hypothèse est confirmée par la disparition de certains placages sableux ayant fait l'objet de suivi au niveau du site de Katchari.

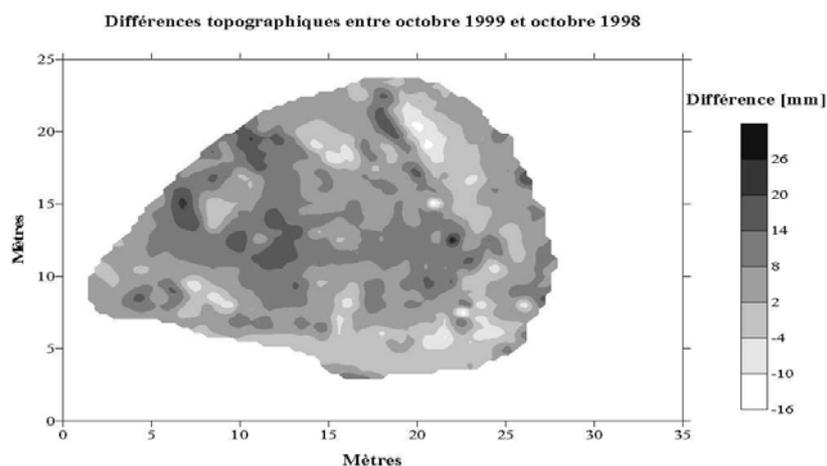


Figure 26 : Variations topographiques d'une microdune entre octobre 1998 et octobre 1999

Cependant le vent peut jouer aussi un rôle positif dans la dynamique de ces formations éoliennes; en détruisant la croûte par déflation, il peut favoriser l'infiltration (Ribolzi et al., Catena, 2006). Au niveau des champs de culture, il permet le départ des particules fines, ce qui rend ces sols plus perméables (Rajot et al., soumis). De plus, en réorganisant les sables en surface, le vent permet la formation de microdunes sableuses qui peuvent être favorables à l'infiltration.

On peut en déduire, en simplifiant quelque peu, que les sols de la station de Katchari réagissent aux facteurs du milieu selon trois scénarii:

- une faible résistance à la dégradation avec pour conséquences un fort taux de ruissellement et une importante perte en terre due aux érosions éolienne et hydrique; il en résulte des états de surface de type croûte d'érosion caractérisés par un milieu quasi-dénué (Photo 15);
- une résistance moyenne à la dégradation, avec un taux de ruissellement variable et une infiltration supérieure à celle observée sur les croûtes d'érosion. Ce milieu s'identifie aux croûtes de dessiccation en transition;
- une résistance élevée à la dégradation par rapport aux deux types de sol précités, liée aux apports de matériaux éoliens qui protègent les sols en place; c'est le cas des croûtes de dessiccation.



Photo 15 : Zone dénudée sur le site de la station expérimentale de Katchari

Malgré les connaissances acquises sur les processus de formation et de dégradation des placages sableux, leur rôle n'est pas encore totalement tranché car 2 théories s'opposent. La première repose sur les résultats des études menées par Tengberg (1995) qui concluent que les microdunes sont des indicateurs de dégradation du milieu alors que la deuxième (Thiombiano, 2000) considère ces unités écologiques comme un moyen efficace de reconquête des zones dénudées.

La deuxième hypothèse nous semble la plus plausible dans la mesure où ces formations éoliennes sont occupées pendant l'hivernage par une couverture végétale importante (plus de 80% de la surface) pouvant jouer un rôle protecteur du sol contre l'érosion. En plus, ces placages sableux représentent les seules unités écologiques de la région capables de stocker des quantités d'eau appréciables, vu leur taux d'infiltration élevé. Ces résultats rejoignent ceux de Ribolzi et al. (Catena, en cours de révision) qui ont montré que les sols des microdunes facilitent l'infiltration rapide de l'eau pouvant atteindre les racines des plantes. Sur le plan physico-chimique, ces microdunes constituent des milieux riches en éléments nutritifs. Toutes ces constatations corroborent l'hypothèse selon laquelle les microdunes sont des îlots de fertilité et des moyens efficaces de reconquête des glacis.

### **4.3 Suivi des variables d'état et des composantes du bilan hydrique**

#### **4.3.1 Suivi de la teneur en eau et de la charge de pression**

La dynamique de l'eau au niveau des différents sites a été étudiée à partir des mesures d'humidité volumique et de charge de pression de l'eau du sol. Rappelons que les

tensiomètres n'ont été installés qu'en 2004, si bien que seule une année de mesures tensiométriques est disponible. On rajoutera que l'année 2003 fut particulièrement pluvieuse (624 mm), alors que 2004 fut une année très sèche avec une pluviométrie de 368 mm.

#### **a) Teneurs en eau**

##### *Evolution temporelle de l'humidité volumique*

Les Figures 27 et 28 montrent l'évolution temporelle des humidités volumiques mesurées aux profondeurs 10, 20 et 50 cm sur les différents sites pour les années 2003 et 2004, respectivement. Les mesures n'ont débuté que le 13 juillet en 2003 du fait de l'installation tardive des tubes et ont été interrompues en fin août; en 2004, la période d'observation s'étale du 1<sup>er</sup> juin à fin août. On remarque que les variations d'humidité sont importantes en surface et qu'elles restent faibles en profondeur. Pour certains sites, lors des périodes très arrosées, des accroissements d'humidité sont perceptibles à toutes les profondeurs de mesures.

Pour illustrer plus en détail l'évolution de la teneur en eau du sol, nous avons représenté sur la Figure 29 quelques profils hydriques (les plus secs et les plus humides) relevés en 2004, année durant laquelle la série d'observations est la plus longue.

L'examen des Figures 27, 28 et 29 permet de distinguer clairement deux grands ensembles: l'un englobant les sites S1, S2 et S4 et l'autre comportant les sites S3, S5, S6 et S7.

##### **▪ Sites S1, S2 et S4**

Les variations de l'humidité du sol se manifestent essentiellement dans les horizons supérieurs (30 premiers centimètres). En dessous de 40 cm, l'humidité reste pratiquement constante à un très faible niveau, inférieur à  $0.05 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ . Ceci laisse à penser que les précipitations n'ont quasiment pas d'effets au delà de cette profondeur et que le drainage en dessous de 50 cm est négligeable.

Ces sites sont caractérisés par une faible disponibilité en eau qui ne suffit pas à approvisionner la végétation, si ce n'est pour quelques plantes annuelles naines. La cause principale de cet état de fait réside en l'encroûtement superficiel qui résulte essentiellement de la dégradation de la structure de surface des sols.

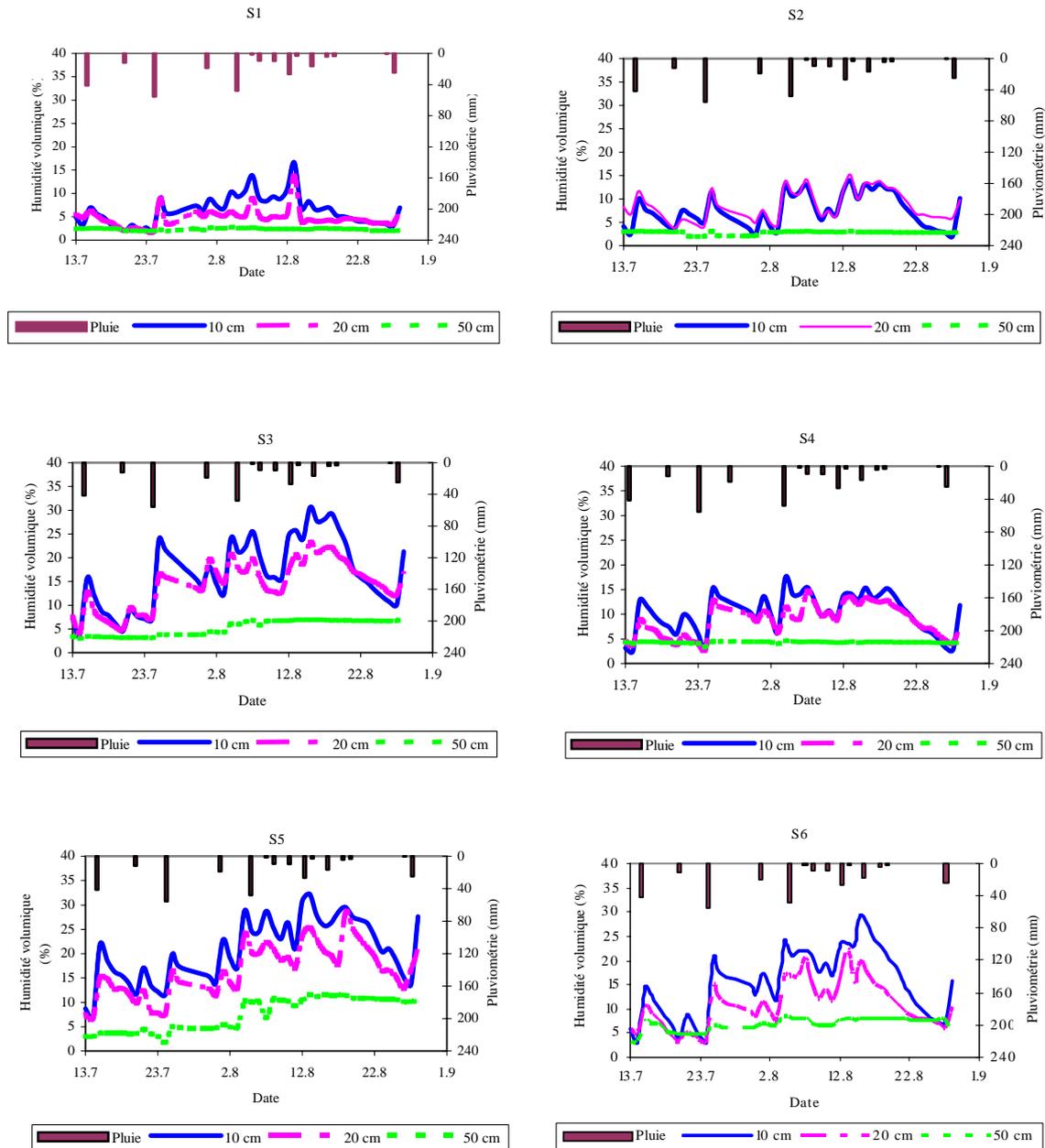


Figure 27 : Evolution temporelle de la teneur en eau à différentes profondeurs (10, 20 et 50 cm) sur les différents sites en 2003

- **Sites S3, S5, S6 et S7**

Sur ces sites, les variations saisonnières de teneur en eau sont plus importantes que précédemment, y compris à 50 cm de profondeur, ce qui suggère de probables processus de drainage à cette profondeur. Un comportement similaire est observé en 2003 et 2004, avec toutefois des valeurs d'humidité nettement plus réduites en 2004 qui fut une année très peu pluvieuse.

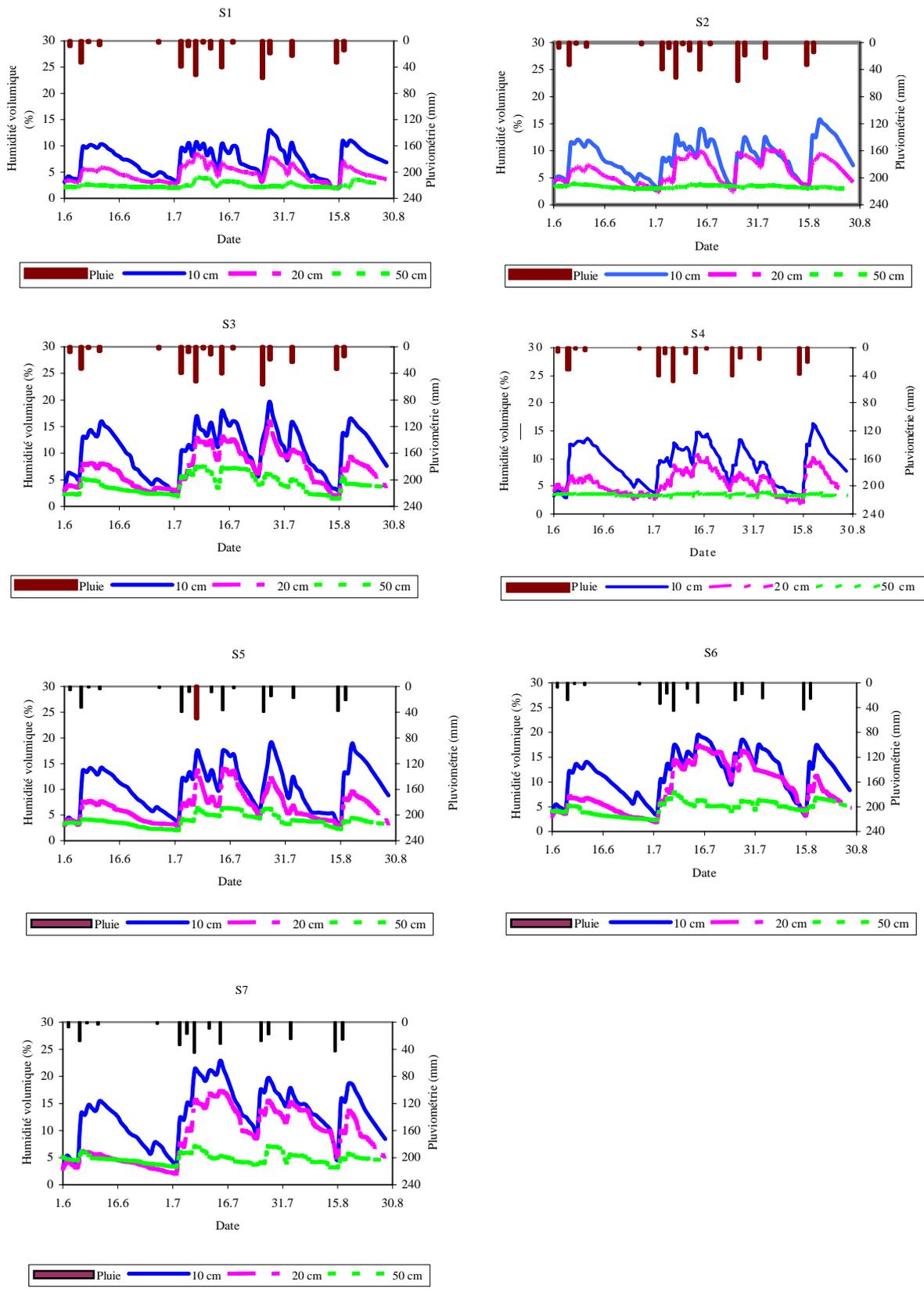


Figure 28 : Evolution temporelle de la teneur en eau à différentes profondeurs (10, 20 et 50 cm) sur les différents sites en 2004

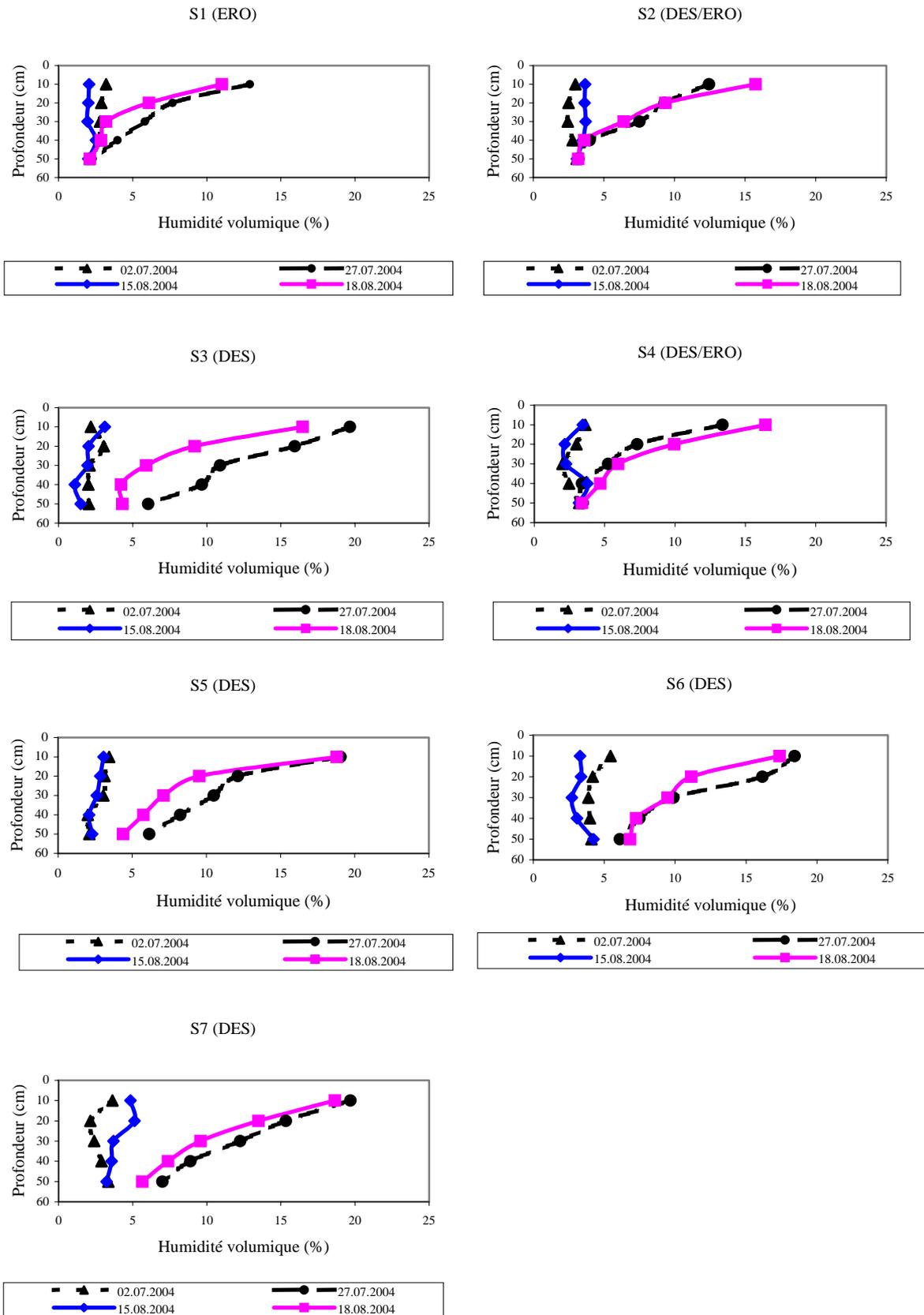


Figure 29 : Profils hydriques les plus secs et les plus humides mesurés en 2004 sur les différents sites

Pour l'ensemble des sites, les variations d'humidité se manifestent principalement dans les 30 premiers cm du sol et dans tous les cas les valeurs de teneur en eau mesurée en début de campagne sont basses, ce qui atteste d'un très faible stockage interannuel.

Pour les sites S1, S2 et S4, la principale cause de la variation de la teneur en eau est l'évaporation, fortement liée à l'état d'humectation superficielle du sol et qui diminue rapidement après les pluies.

Sur les sites S3, S5 et S6, la diminution de la teneur en eau est due principalement à l'évaporation et, occasionnellement, à quelques épisodes de drainage.

#### *Evaluation du stock hydrique entre la surface et 50 cm de profondeur*

Pour l'ensemble des sites, le stock reste relativement faible par rapport à l'importance des pluies. L'eau infiltrée n'est emmagasinée que superficiellement (30 premiers centimètres) dans la majorité des cas, ce qui favorise une reprise rapide par évaporation durant les jours qui suivent l'événement pluvieux. Cependant, pour quelques sites, un stock hydrique plus important peut s'accumuler dans le sol.

L'évolution temporelle du stock hydrique entre la surface du sol et 50 cm de profondeur sur les différents sites est représentée à la Figure 30.

L'examen de cette figure révèle qu'en 2003 le stock hydrique oscille entre 10 et 40 mm sur les sites S1, S2 et S4, alors qu'il peut atteindre 100 mm sur les sites S3, S5 et S6. Cette plus grande quantité d'eau accumulée s'explique par une capacité d'infiltration plus élevée liée à des conditions de surface plus favorables à l'infiltration (voir Tableaux 6 et 7).

En 2004, année peu pluvieuse, les valeurs de stock restent faibles sur tous les sites. Sur la croûte d'érosion (S1), le stock varie entre 10 et 30 mm, très proche de celui observé en 2003. Il est sensiblement plus élevé (10 à 40 mm) sur les sites S2 et S4 et plus encore (10 à 60 mm) sur les sites S3, S5, S6 et S7.

Durant les périodes sans pluie (12 juin au 2 juillet et 3 août au 15 août 2004), l'ensemble des sites connaît une décroissance importante de la teneur en eau occasionnant un assèchement progressif du sol.

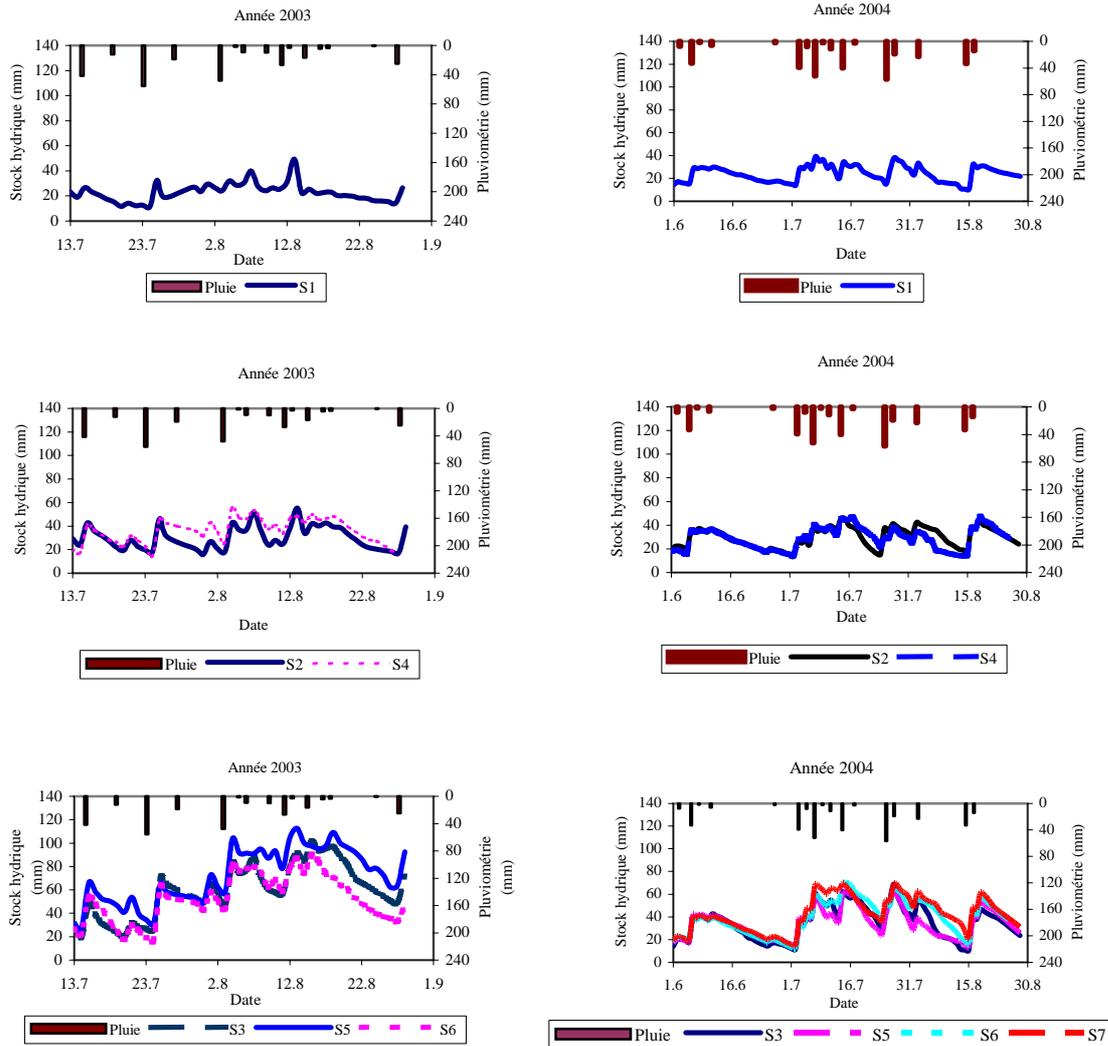


Figure 30 : Evolution temporelle du stock hydrique (mm) entre la surface du sol et 50 cm de profondeur sur les différents sites (années 2003 et 2004)

### b) Charge de pression

Les données tensiométriques ont été utilisées pour étudier l'évolution temporelle de la charge de pression  $h$  ou de la charge hydraulique  $H$  de l'eau du sol.

Pendant la saison humide 2004, les mesures tensiométriques ont été effectuées tous les jours aux mêmes heures (entre 6 h et 7h). Au vu des conditions climatiques précaires (climat chaud et sec), les tensiomètres ont dû être régulièrement purgés afin d'éviter la création de discontinuités du liquide. L'évolution temporelle des mesures à 10, 20 et 30 cm de profondeur est présentée à la Figure 31.

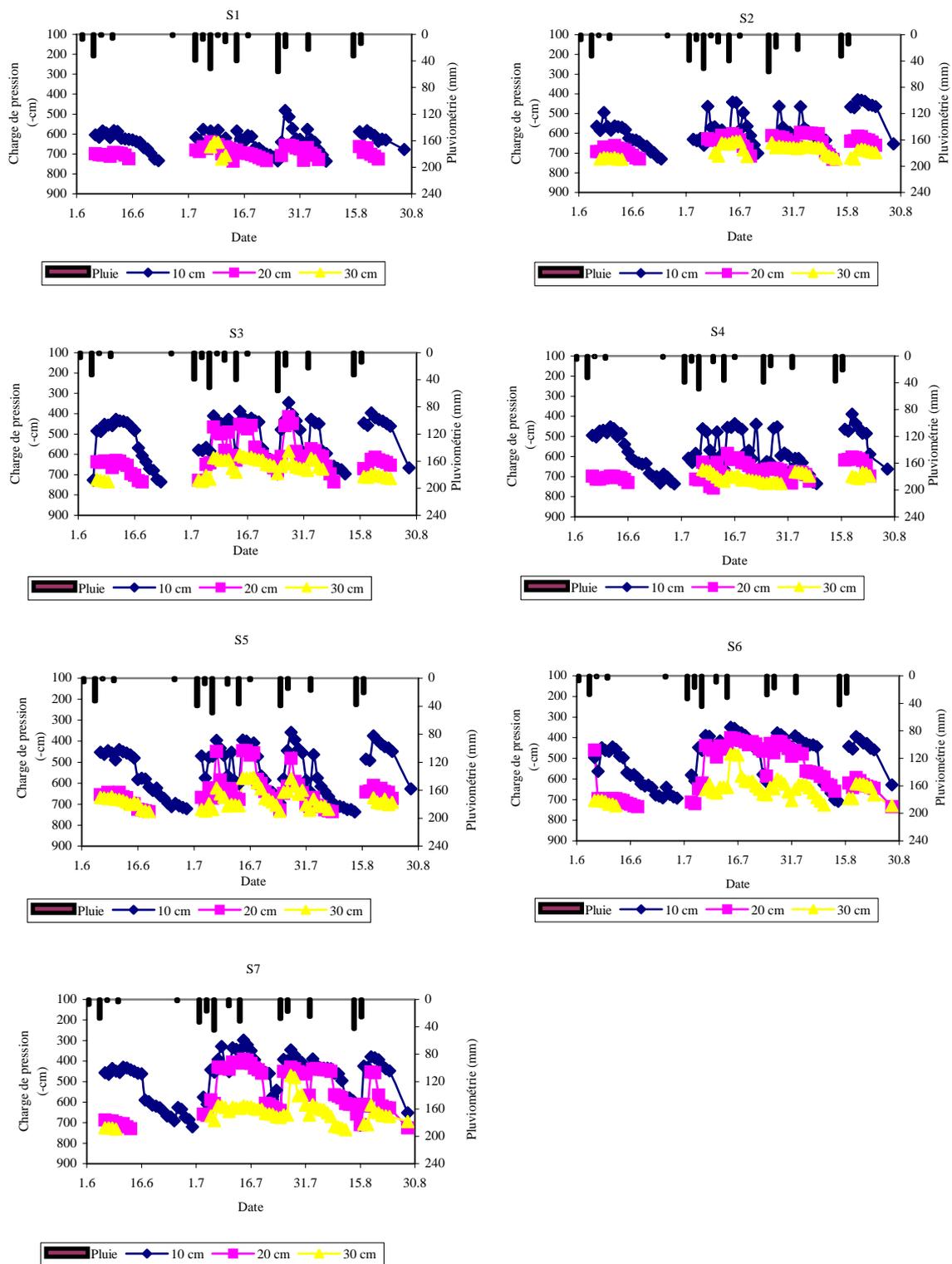


Figure 31 : Evolution temporelle des charges de pression aux profondeurs 10, 20 et 30 cm sur les différents sites en 2004

Les résultats obtenus confirment les conclusions de l'étude de la variation temporelle des teneurs en eau, à savoir une évolution différenciée selon l'état de surface:

- sur croûte d'érosion (site S1), les charges de pression restent constamment à un très bas niveau et les réactions aux précipitations sont peu marquées, même à 10 cm de profondeur;
- sur les sites en transition (S2 et S4), les effets des pluies importantes sont plus marqués que précédemment, spécialement à 10 cm de profondeur; par contre les réactions des tensiomètres situés à 30 cm sont peu perceptibles;
- l'impact des précipitations est plus marqué aux 3 profondeurs considérées sur les croûtes de dessiccation (S3, S5, S6 et S7).

Les mesures conjuguées de teneur en eau  $\theta$  et de charge de pression  $h$  effectuées en 2004 ont été utilisées pour établir les relations  $h(\theta)$  relatives aux différents sites et aux différentes profondeurs. Il est apparu rapidement que, dans la gamme de valeurs d'humidité prospectées, il n'est guère possible de déceler de différences significatives entre sites ou entre profondeurs comme le montre la Figure 32 qui présente les valeurs mesurées sur tous les sites, toutes profondeurs confondues (10, 20, 30 et 40 cm).

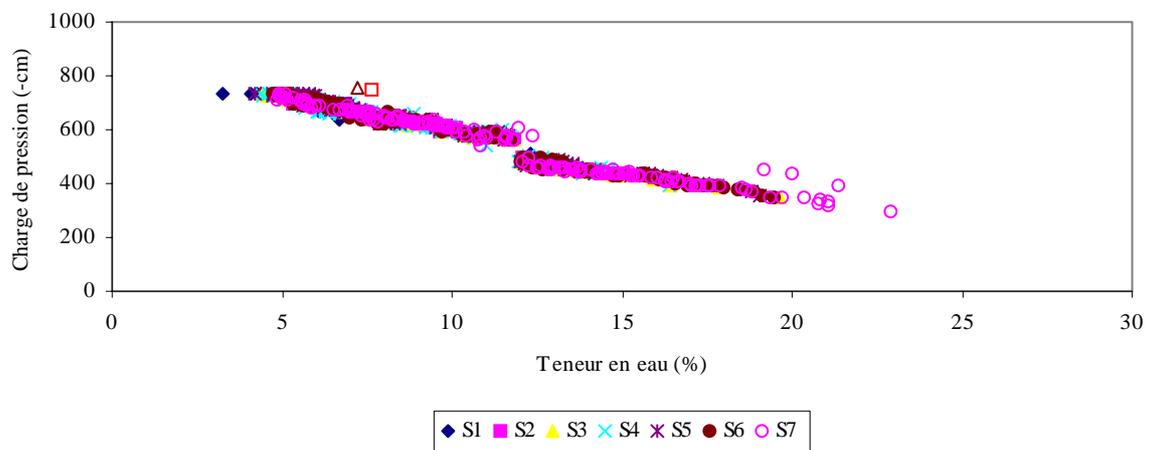


Figure 32 : Relation  $h(\theta)$  mesurée sur les différents sites en 2004

Ceci suggère que, si l'on excepte la croûte superficielle, les sols sont relativement homogènes d'un site à l'autre, du moins jusqu'à la profondeur 40 cm. Cette conclusion est confortée par les données texturales présentées à la Figure 17 qui témoignent de sols très sableux avec une présence soutenue de limon et une teneur limitée en argile. Les différences de comportement hydrique de ces sols sont donc liées pour l'essentiel aux

variations de l'état de surface qui influencent largement les composantes du bilan hydrique. La Figure 32 est caractéristique de milieux sableux, avec une teneur en eau à saturation de l'ordre de 30%, une libération importante d'eau à des charges de pression relativement élevées ( $> - 800$  cm) et une teneur en eau résiduelle très restreinte (de l'ordre de quelques %). Ces sols présentent des caractéristiques similaires aux sols Dior du Sénégal étudiés par Bouyer (1942).

#### 4.3.2 Détermination des quantités d'eau drainées

L'importance du drainage en dessous de la profondeur de référence (50 cm) a été déterminée par application de la loi de Darcy qui implique la connaissance de la fonction  $K(h)$  et du gradient de charge hydraulique pris ici entre 40 et 60 cm, à savoir les profondeurs des tensiomètres encadrant la cote de référence.

Sur les sites S1, S2 et S4, les tensiomètres situés à 40 et 60 cm n'ont jamais fonctionné, vu les très faibles niveaux de l'humidité du sol; toutefois l'absence de variations appréciables de teneur en eau à 50 cm sur ces sites laisse présager un drainage négligeable. La Figure 33 présente l'évolution temporelle du gradient de charge hydraulique entre les profondeurs 40 et 60 cm sur les sites S3, S5, S6 et S7. Les plages dépourvues de données correspondent à des périodes sèches durant lesquelles les tensiomètres n'ont pas fonctionné. C'est uniquement après des précipitations importantes que la teneur en eau est suffisante pour permettre l'obtention de données tensiométriques; ces dernières révèlent, durant les jours qui suivent les épisodes pluvieux, l'existence de gradients négatifs témoignant d'un drainage en profondeur. On note, occasionnellement, quelques situations de gradients positifs qui n'ont engendré que des apports négligeables par remontées capillaires, compte-tenu des faibles conductivités hydrauliques. Les quantités d'eau drainées cumulées pour la période allant du 1<sup>er</sup> juin au 28 août 2004 sont reportées dans le Tableau 12.

Tableau 12 : Quantités d'eau drainées sur les différents sites (1 juin au 28 août 2004)

Sites	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7
D (mm)	-	-	26	-	24	23	26

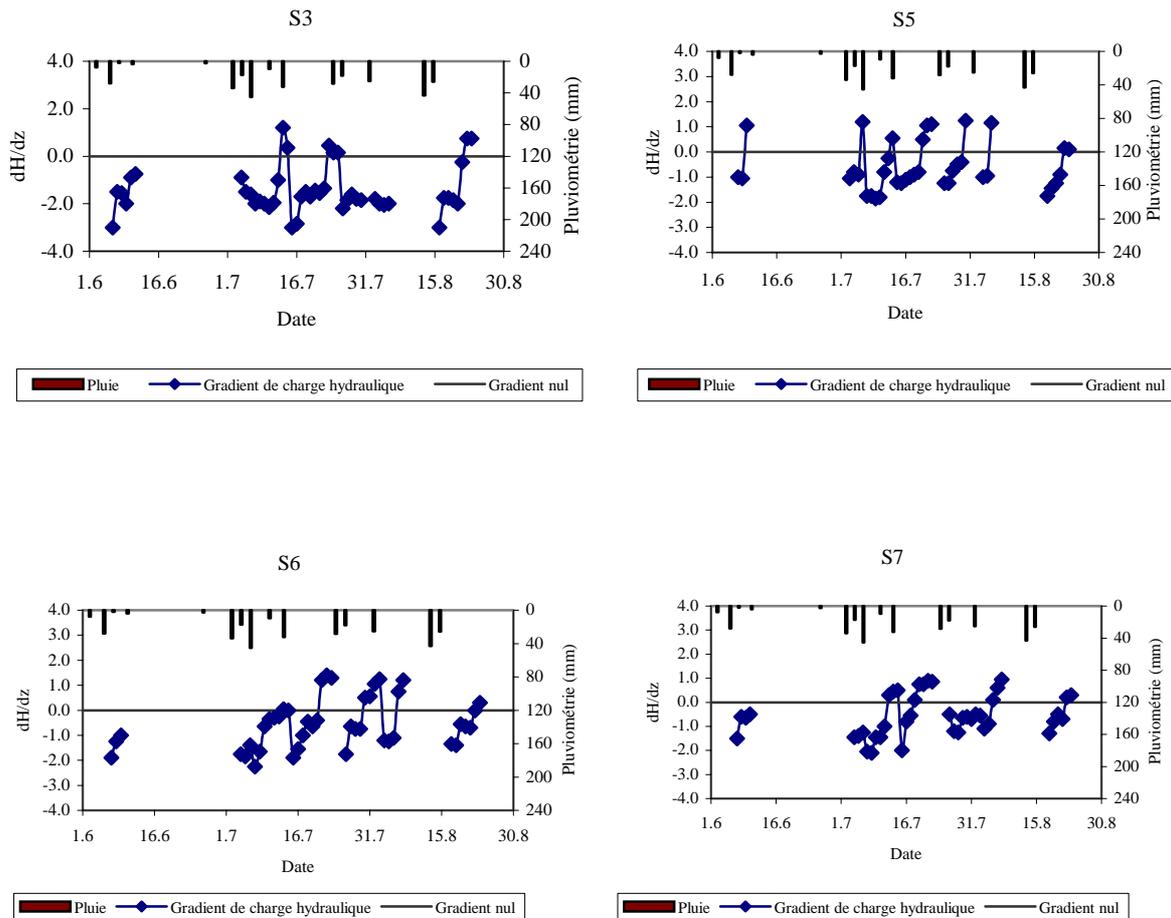


Figure 33 : Evolution temporelle du gradient de charge hydraulique à 50 cm de profondeur sur les sites S3, S5, S6 et S7 (2004)

#### 4.3.3 Evolution temporelle de l'évapotranspiration de référence

La Figure 34 présente l'évolution temporelle de l'évapotranspiration de référence  $ET_0$  du 1<sup>er</sup> juin au 28 août 2004, calculée avec la formule de Penman sur la base des données climatiques de la station météorologique de Katchari. L'évapotranspiration de référence est très élevée avec des valeurs atteignant 13 mm/j, en raison de la faible hygrométrie et de fortes températures diurnes. Durant la période considérée, l' $ET_0$  est de 931 mm pour une pluviométrie comprise entre 322 et 355 mm (selon les sites), ce qui traduit l'existence d'un déficit hydrique important.

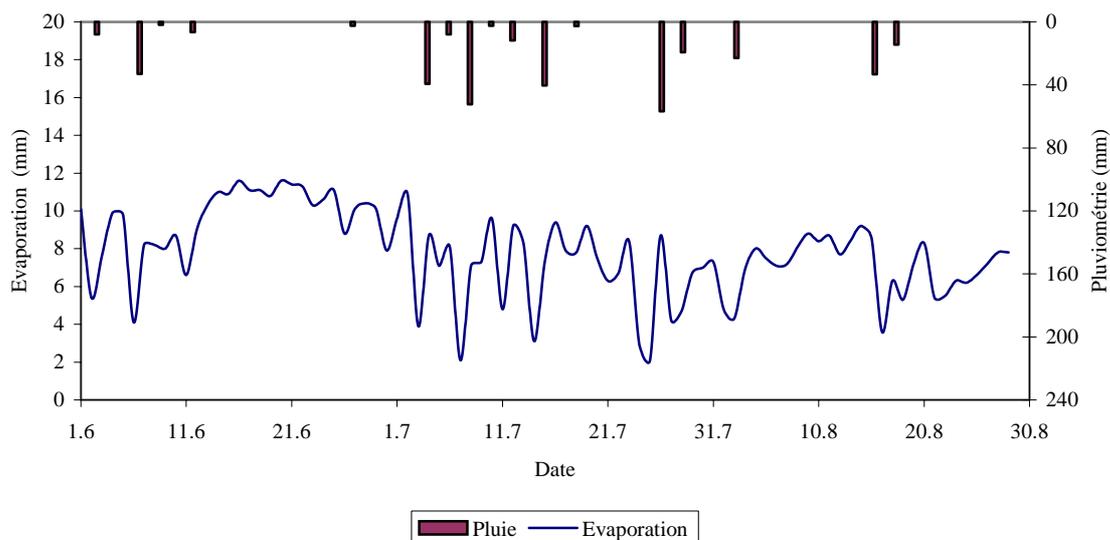


Figure 34 : Evolution de l'évapotranspiration de référence du 1<sup>er</sup> juin au 28 août 2004

#### 4.3.4 Bilan hydrique

L'étude du bilan hydrique se limite à l'année 2004, période durant laquelle les mesures tensiométriques sont disponibles.

Tous les termes du bilan ont été mesurés (variation de stock  $\Delta S$ , pluie P, ruissellement R et drainage D), à l'exception de l'évapotranspiration réelle ETR estimée à partir de l'équation du bilan. Les valeurs des différents termes du bilan hydrique pour la période du 1<sup>er</sup> juin à fin août 2004 sont données au Tableau 13 et illustrées à la Figure 35.

Tableau 13 : Composantes du bilan hydrique (mm) sur les différents sites pour la période allant du 1 juin au 28 août 2004

	S1 (Ero)	S2 (Des/Ero)	S3 (Des)	S4 (Des/Ero)	S5 (Des)	S6 (Des)	S7 (Des)
P	355	355	355	326	326	322	322
$\Delta S$	7	5	10	8	9	12	12
R	252	183	145	165	121	120	113
D	0	0	26	0	24	23	26
ETR	96	167	174	153	172	167	171

P: pluie;  $\Delta S$ : variation de stock R: ruissellement; D: drainage; ETR: évapotranspiration réelle

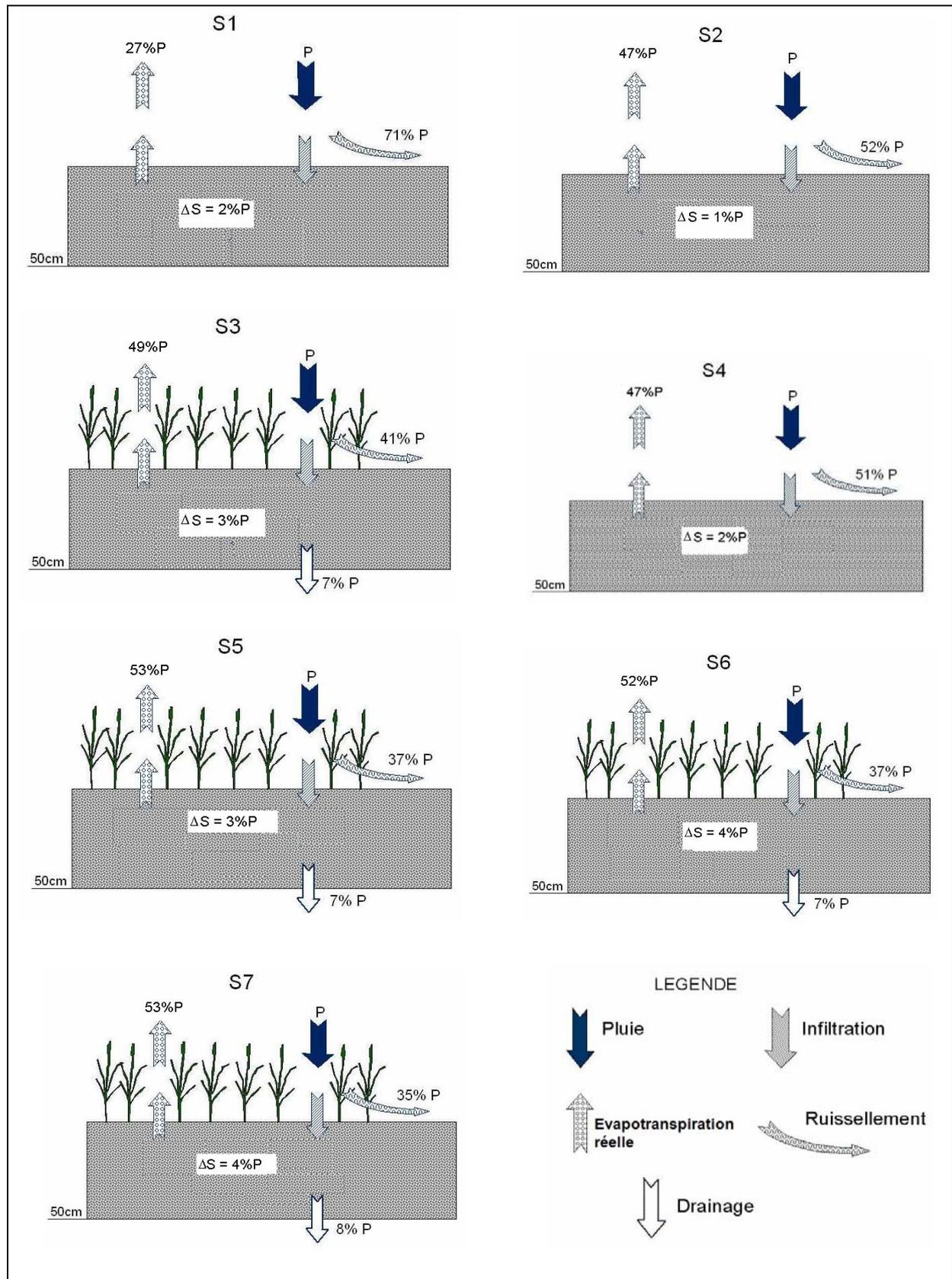


Figure 35 : Bilan hydrique pour la période allant du 1<sup>er</sup> juin au 28 août 2004 sur les différents sites de mesures

L'évapotranspiration réelle représente 27 à 47 % de la pluie sur les sites S1, S2 et S4 alors qu'elle se situe entre 49 et 53% sur les quatre autres sites. En terme journalier, les valeurs moyennes obtenues se situent entre 1 et 2 mm/j, selon les sites. Ces valeurs se rapprochent de celles obtenues par Wallace et al. (1989) au Niger qui ont mesuré un flux évaporatoire variant entre 3 mm/j sur sol humide et 1mm/j sur sol sec; néanmoins, elles sont faibles comparées à celles mentionnées généralement dans la littérature (6 mm/j). La différence est sans doute imputable à la faiblesse de la pluviométrie observée en 2004 qui s'est traduite par une disponibilité très réduite de l'eau du sol pour satisfaire la demande évaporative.

#### 4.3.5 Etude du dessèchement

La campagne de mesures 2004 a été caractérisée par 2 périodes sèches d'importance, l'une située entre le 12 juin et le 2 juillet, l'autre entre le 3 et le 15 août. Ces 2 phases sont marquées par une diminution rapide de la teneur en eau qui débouche sur de très faibles humidités sur l'ensemble des sites. Les valeurs journalières de l'évapotranspiration réelle calculée sur la base de bilans journaliers et de l'évapotranspiration de référence sont fournies à l'annexe 4. Sur les sites S1, S2 et S4, dépourvus de toute végétation, seule l'évaporation intervient dans la perte en eau du sol alors que sur les autres sites la transpiration s'ajoute à l'évaporation, même si la végétation n'est pas très abondante.

Les Figures 36 et 37 présentent l'évolution temporelle de l'évapotranspiration réelle journalière cumulée durant les deux périodes considérées. Il apparaît que cette variable ( $ETR_{cum}$ ) suit une fonction puissance du type:  $ETR_{cum} = \alpha t^\beta$  avec des coefficients de détermination très élevés, toujours supérieurs à 0.99.

On considère fréquemment qu'à partir du moment où la capacité du sol à alimenter la surface du sol est inférieure à la demande évaporative (stade à régime décroissant), ce qui est manifestement le cas ici, l'évaporation cumulée  $ER_{cum}$  est proportionnelle à la racine carrée du temps et peut être estimée par l'expression:

$$ER_{cum} = \alpha t^{0.5} \quad (31)$$

dans laquelle  $\alpha$  est un coefficient et  $t$  le temps écoulé depuis le début de la phase à régime décroissant.

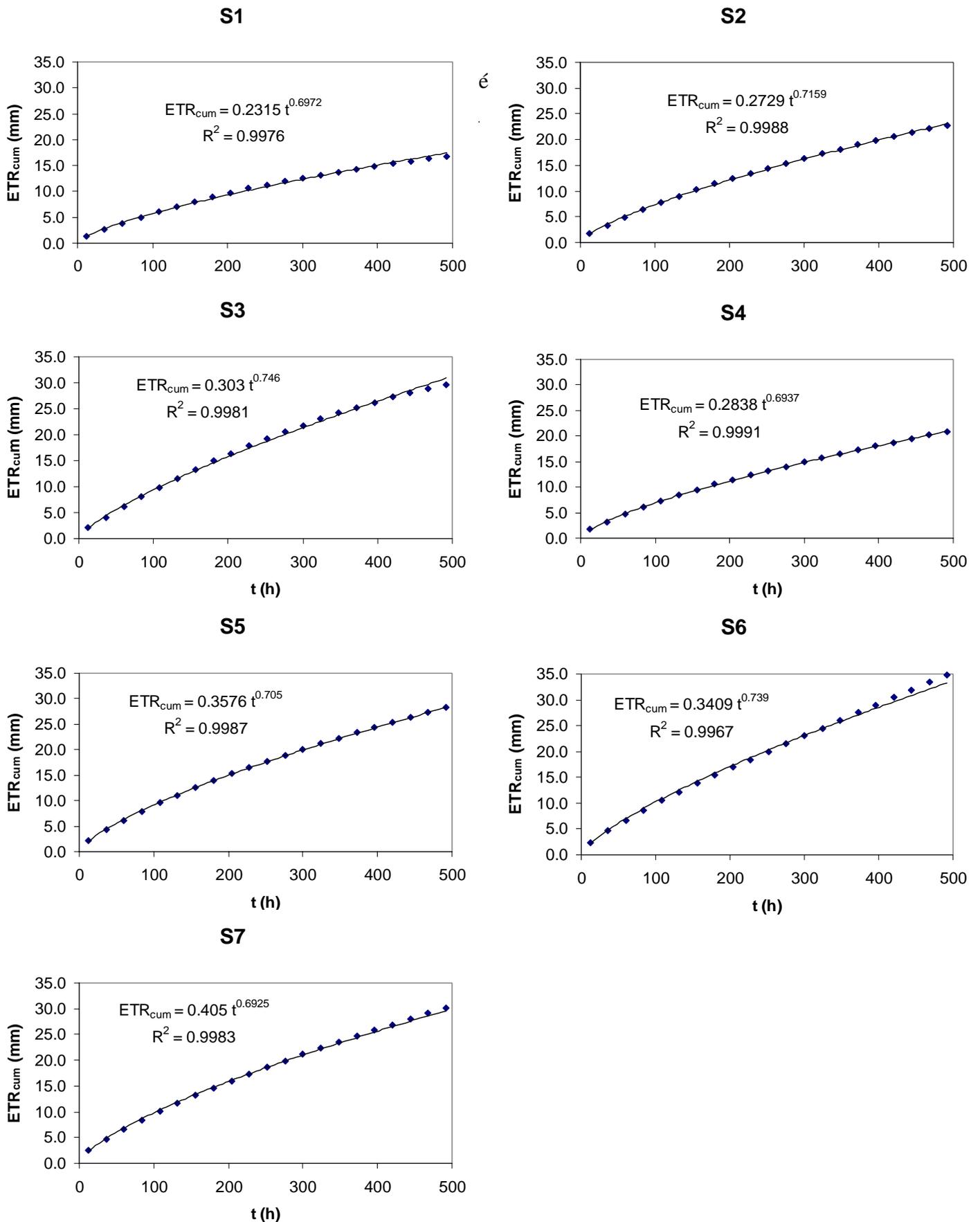


Figure 36 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière cumulée pour la période du 12 juin au 2 juillet 2004

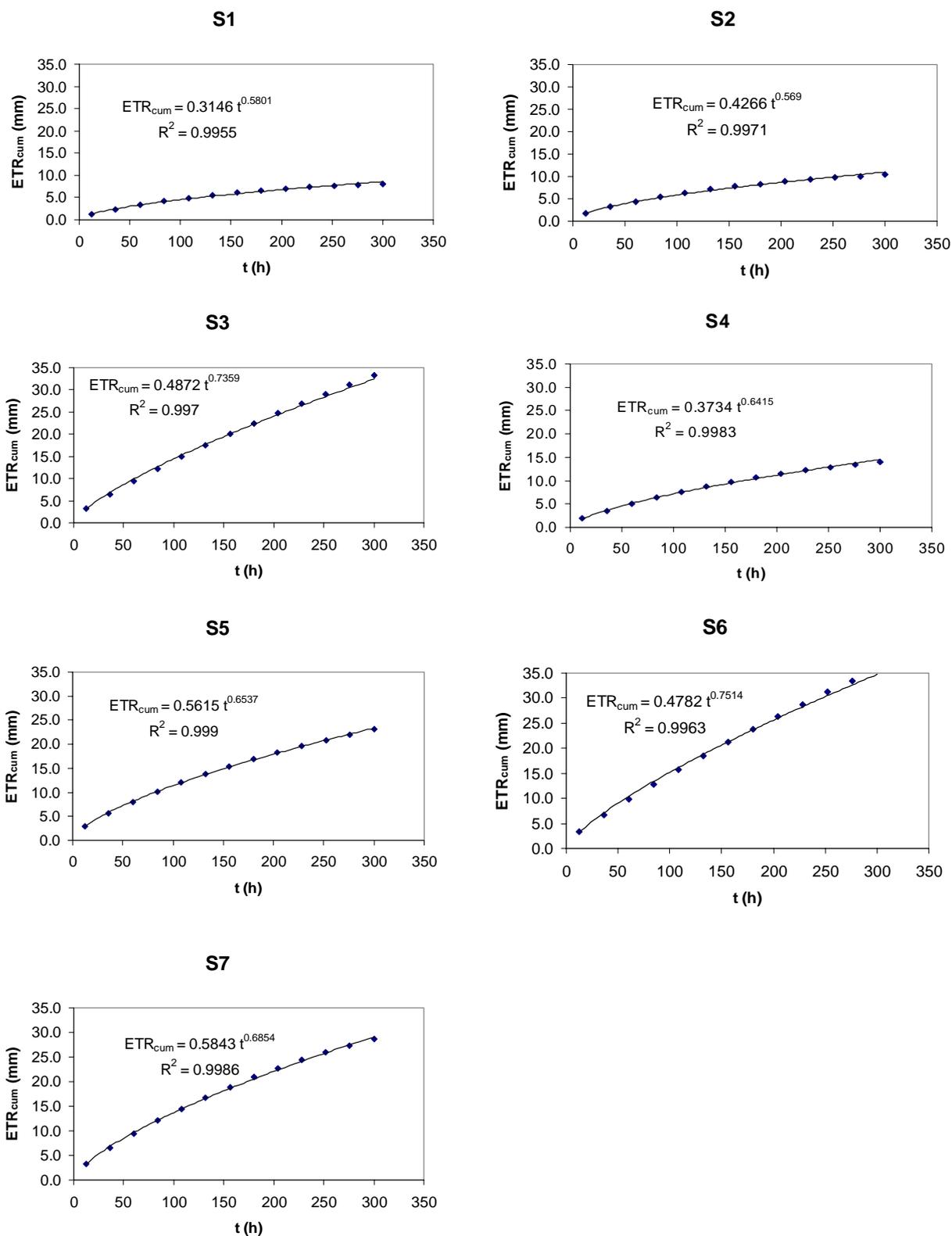


Figure 37 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière cumulée pour la période du 3 au 15 août 2004

Dans le cas particulier, l'exposant est systématiquement plus élevé que 0.5 (entre 0.55 et 0.75) comme l'atteste le tableau 14.

Tableau 14 : Valeurs des coefficients  $\alpha$  et  $\beta$  de la relation  $ETR_{cum} = \alpha t^\beta$  sur les différents sites durant les 2 périodes de dessèchement étudiées

	12 juin – 2 juillet 2004		3 – 15 août 2004	
	$\alpha$	$\beta$	$\alpha$	$\beta$
S1 (Ero)	0.2315	0.6972	0.3146	0.5801
S2 (Des/Ero)	0.2729	0.7159	0.4266	0.569
S3 (Des)	0.303	0.746	0.4872	0.7359
S4 (Des/Ero)	0.2838	0.6937	0.3734	0.6415
S5 (Des)	0.3576	0.705	0.5615	0.6537
S6 (Des)	0.3417	0.739	0.4782	0.7514
S7 (Des)	0.405	0.6925	0.5842	0.6854

L'examen du tableau 14 révèle par ailleurs qu'en général les valeurs des coefficients  $\alpha$  et  $\beta$ , sont sensiblement plus basses sur les sites S1, S2 et S4, ce qui témoigne d'une évapotranspiration cumulée plus réduite sur ces sites (17 à 23 mm, contre 28 à 35 mm sur les sites S3, S4, S5, S6 et S7 pour la période du 12 juin au 2 juillet et 8 à 14 mm contre 23 à 36 mm, respectivement, pour la période du 3 au 15 août). Il apparaît également que les valeurs de l'exposant  $\beta$  sont sensiblement plus basses sur les sites S1, S2 et S4 pour la période du 3 au 15 août, alors qu'elles sont très proches sur les autres sites pour les 2 périodes considérées.

La relation entre les valeurs de l'évapotranspiration réelle journalière et l'humidité volumique correspondante mesurée à 10 cm de profondeur est représentée aux Fig. 38 et 39, alors que l'évolution du rapport  $ETR/ET_0$  en fonction de cette même variable (humidité du sol à 10 cm de profondeur) est donnée à la Fig. 40. Ces figures indiquent une dépendance entre la teneur en eau du sol à 10 cm de profondeur et l'ETR; cette dépendance apparaît comme relativement linéaire pour les faibles valeurs d'humidité (< 10%) et croît plus rapidement par la suite. Le comportement global confirme une nouvelle fois que les sites peuvent être regroupés selon les catégories déjà évoquées précédemment. Sur les sites S2 et S4 (croûte de dessiccation en transition) et, plus encore, sur le site S1 (croûte d'érosion), l'évapotranspiration est plus réduite que sur les sites situés sur croûte de dessiccation (S3, S5, S6 et S7).

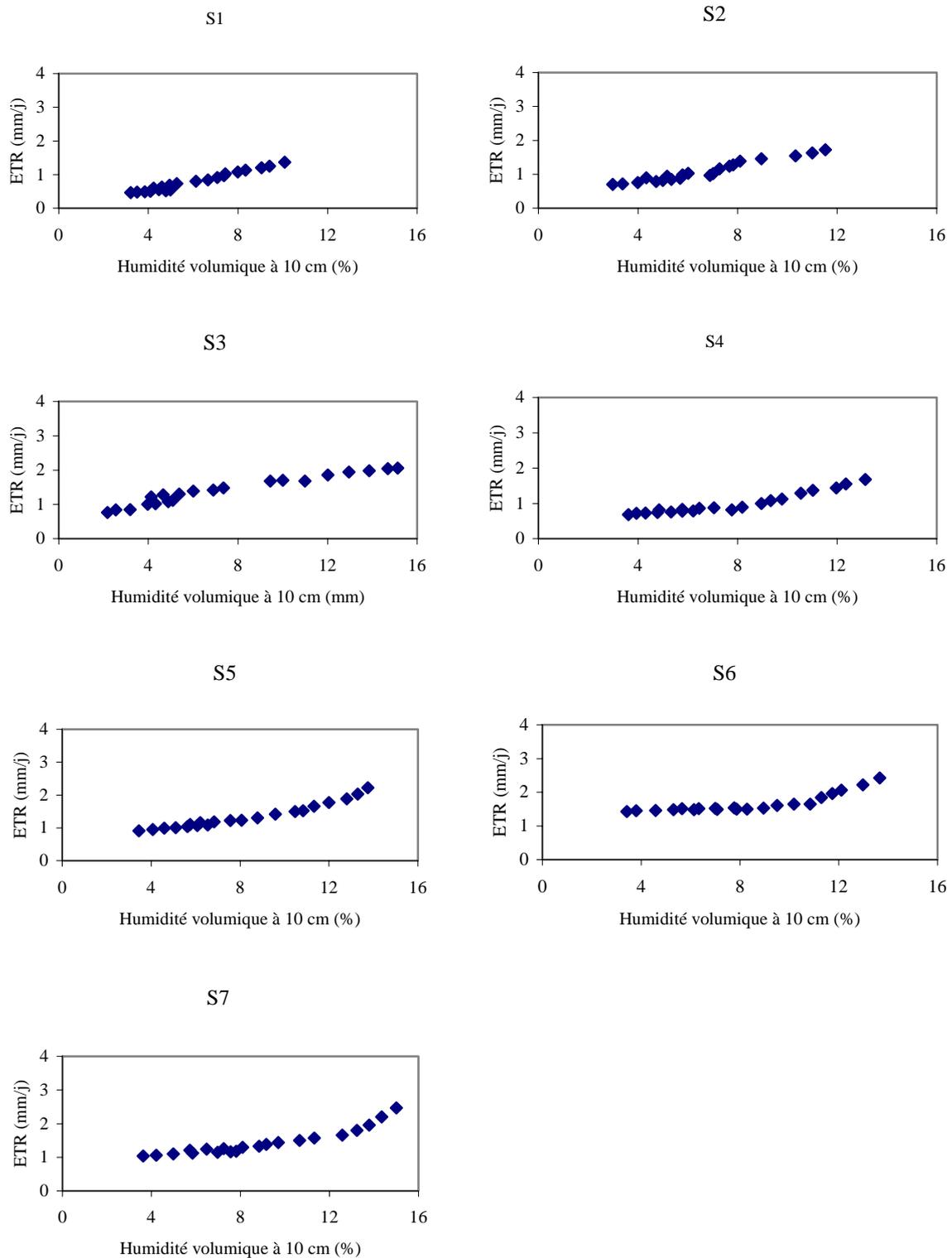


Figure 38 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière en fonction de l'humidité volumique à 10 cm pour la période du 12 juin au 2 juillet 2004

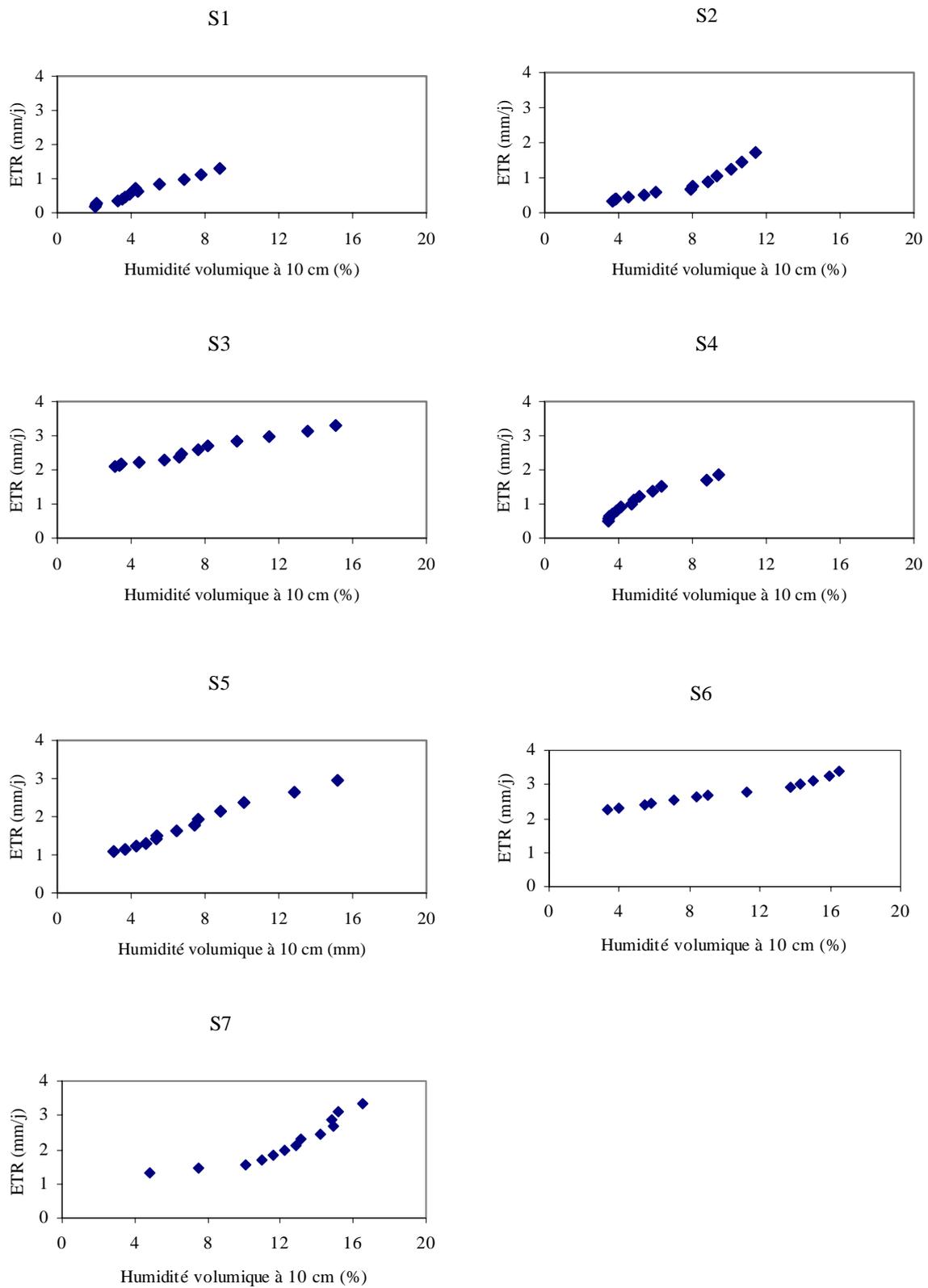


Figure 39 : Evolution de l'évapotranspiration réelle journalière en fonction de l'humidité volumique à 10 cm pour la période du 3 au 15 août 2004

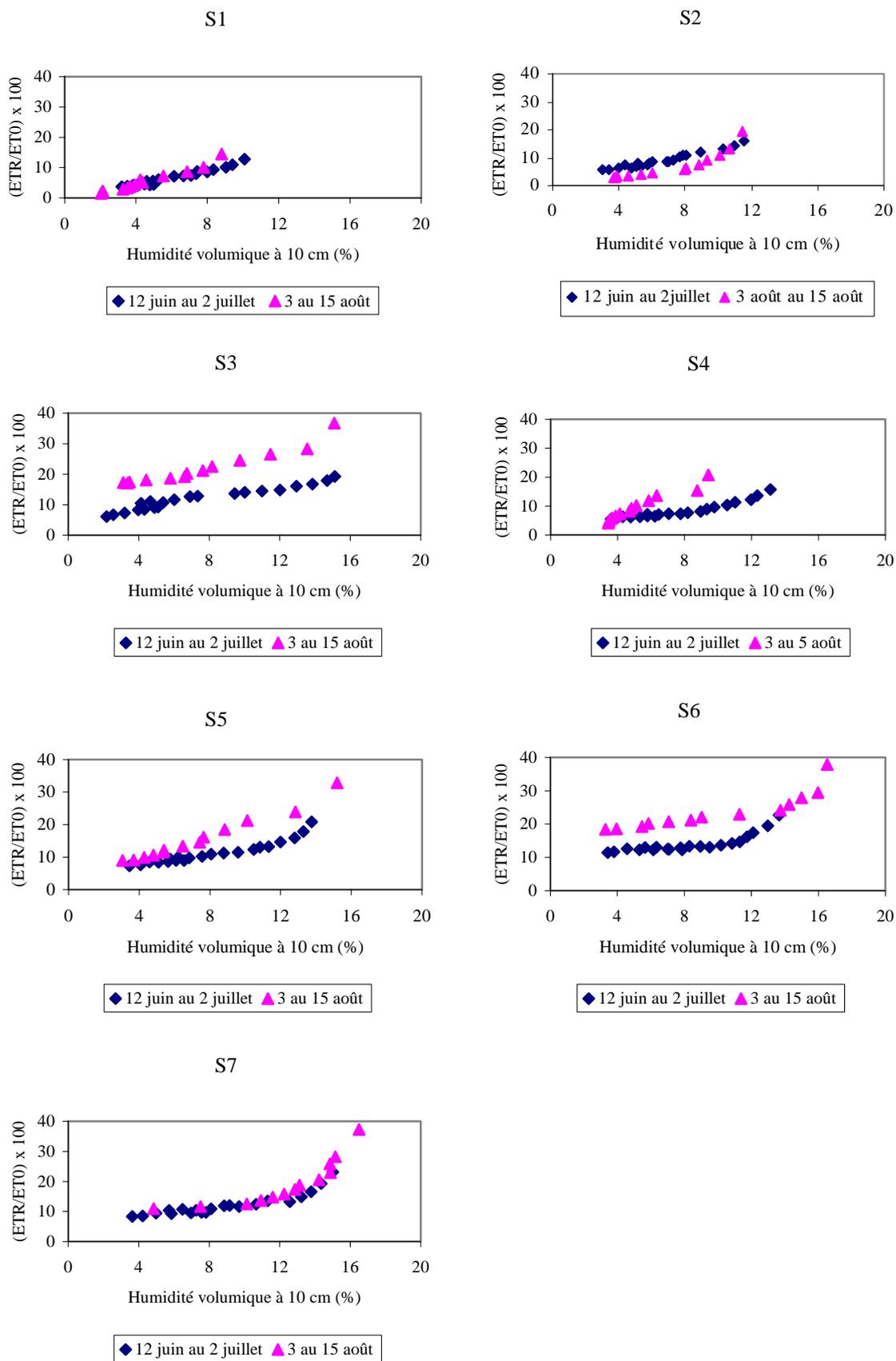


Figure 40 : Evolution du rapport  $ETR/ET_0$  en fonction de l'humidité volumique à 10 cm pour les deux périodes de sécheresse

La raison principale est sans doute liée à une teneur en eau initiale plus réduite et à l'absence de végétation sur les sites S1, S2 et S4 exposés à la seule évaporation, alors que sur les autres sites l'extraction de l'eau du sol est due aux effets conjugués de l'évaporation et de la transpiration des végétaux. Il se confirme que l'évapotranspiration dépend à la fois du type de surface, de l'humidité du sol et de la végétation.

#### **4.3.6 Discussion**

Dans la zone d'étude, les pluies se concentrent généralement sur une courte période durant laquelle les températures sont élevées, ce qui occasionne une forte demande évaporative. Il en résulte une déperdition très rapide d'une partie de l'eau de précipitations par évaporation dans les jours qui suivent la pluie, avant même que cette eau puisse contribuer de manière efficace à la reconstitution de la réserve hydrique du sol.

La saison des pluies n'est pas forcément synonyme de disponibilité en eau suffisante. Cette période est marquée par une alternance d'évènements pluvieux et d'épisodes secs de durée variable qui peuvent créer des situations désastreuses lorsqu'elles dépassent une dizaine de jours, vu que le stock d'eau accumulé lors des averses antérieures s'épuise rapidement. Le rythme auquel se succèdent les événements pluvieux et les épisodes secs influence donc de façon déterminante la dynamique hydrique de ce milieu aride.

Cette alternance événements pluvieux-épisodes secs se caractérise par une forte variabilité spatio-temporelle. La quantité d'eau précipitée et la durée des épisodes secs peuvent différer considérablement d'une année à l'autre, ce qui impose aux êtres vivants des conditions très changeantes auxquelles ils doivent faire face et s'adapter. Par ailleurs, les quantités d'eau précipitées lors d'un événement pluvieux peuvent faire l'objet de fortes variations spatiales (observable sur les 3 zones retenues pour cette étude, pourtant relativement proches les unes des autres). Ces paramètres (variabilité inter-annuelle, irrégularité des précipitations, variabilité spatiale) influencent considérablement la disponibilité en eau pour les végétaux; ils doivent être impérativement pris en compte dans le cas d'une utilisation agro-pastorale du milieu.

On signalera par ailleurs que, comme l'attestent plusieurs prospections géophysiques effectuées dans la zone d'étude, la nappe souterraine est située à forte profondeur (plusieurs dizaines de mètres). L'alimentation en eau des horizons supérieurs du sol se fait ainsi exclusivement à travers la surface, si bien que leur fonctionnement hydrique est fortement

conditionné par l'état de surface du sol (encroûtement, micro-relief, végétation) soumis à divers phénomènes de dégradation, et plus particulièrement par l'évolution spatio-temporelle de la capacité d'infiltration de la formation superficielle.

L'étude des propriétés hydrauliques de ces formations superficielles suggère les conclusions suivantes:

- sur le site S1 (croûte d'érosion), on note l'existence d'une pellicule superficielle caractérisée par une faible capacité d'infiltration due à une porosité réduite, ce qui apparente cette organisation pelliculaire à une véritable barrière hydraulique qui limite fortement l'entrée de l'eau dans le sol. Ce type de surfaces dépourvues le plus souvent de végétation génèrent des ruissellements importants et conduisent, corrélativement, à une très faible accumulation d'eau dans le sol; la faible infiltration n'affecte que l'horizon de surface dans lequel s'opère l'essentiel des fluctuations d'humidité. Peugeot (1995), rapporte des résultats comparables sur un site aux caractéristiques similaires situé au Niger. Il montre que l'encroûtement localement plus prononcé de certains sites explique les faibles valeurs du stock hydrique. Cette dynamique est caractéristique des glaciers qui occupent 85% de la zone de Katchari où l'on remarque d'importantes surfaces dénudées difficiles à mettre en valeur. Le sol du site S1 où la croûte est permanente et où aucune culture n'est pratiquée en est un bon exemple. De plus, la partie supérieure du sol s'assèche fortement durant les épisodes secs séparant les précipitations, ce qui augmente la cohésion de la croûte sans altérer sa continuité spatiale (absence de fissuration superficielle). Lorsque la pluie arrive au sol, cela se fait toujours sur une pellicule superficielle indurée. Seule l'activité humaine (pastoralisme) peut contribuer, par le piétinement du bétail, à détruire cette croûte d'érosion
- sur les sites S2 et S4, l'encroûtement partiel limite la quantité d'eau infiltrée entraînant conséquemment un taux de ruissellement élevé (de l'ordre de 50%); les variations de teneur en eau occasionnées par l'eau qui s'infiltré sont localisées principalement dans les 30 premiers centimètres
- sur les sites de dessiccation (S3, S5, S6 et S7), l'absence de pellicule superficielle indurée crée des conditions plus favorables à l'infiltration qui aboutit à une accumulation plus ou moins importante d'eau dans le sol avec occasionnellement, de faibles drainages occasionnels à la profondeur de 50 cm. L'évolution des profils hydriques témoigne de fortes variations de la teneur en eau à proximité de la surface, beaucoup plus faibles en

profondeur. Sur les sites S6 et S7, la circulation de l'eau est facilitée par la présence de racines et de galeries de termites.

Le tableau 15 synthétise les principaux résultats obtenus sur la période du 1 juin au 28 août 2004.

Tableau 15 : Récapitulatif des principaux résultats obtenus pour la période du 1 juin au 28 août 2004

	Sites	$K_s$ (mm/h)	$\lambda_m$ (mm)	$C_r$ (%)	D (mm)	ETR (mm)
Zone pâturée non protégée	S1 (ERO)	2.3	0.090	71	0	96
	S2 (DES/ERO)	16	0.114	52	0	167
	S3 (DES)	34	0.183	41	26	174
Zone restaurée	S4 (DES/ERO)	19	0.103	51	0	153
	S5 (DES)	29	0.167	37	24	172
Zone en défens	S6 (DES)	25	0.155	37	23	167
	S7 (DES)	25	0.162	35	26	171

$K_s$  : conductivité hydraulique à saturation;  $\lambda_m$  : dimension moyenne des pores fonctionnels;  $C_r$  : coefficient de ruissellement; D : drainage à la profondeur 50 cm; ETR : évapotranspiration réelle.

Les résultats du suivi de l'évolution des propriétés hydrauliques de surface des sols étudiés témoignent d'une altération progressive qui se traduit par l'apparition fréquente de zones dégradées. Les méthodes de prévention ou de réhabilitation considérées (restauration et mise en défens) n'ayant que des effets partiels et limités dans le temps, d'autres mesures de protection et de régénération étudiées par l'Institut de l'Environnement et de Recherches Agricoles du Burkina Faso (INERA) sur le site de Katachari ont été suivies dans le cadre d'expérimentations dont les résultats sont évoqués par la suite.

#### 4.4 Expérimentations réalisées sur les parcelles suivies par l'INERA

Ces expérimentations ont porté sur le suivi de certaines propriétés hydrauliques de surface et de la quantité de biomasse produite sur les parcelles faisant l'objet des traitements étudiés par l'INERA en vue d'évaluer l'efficacité de différentes techniques de réhabilitation, à savoir (Fig. 41):

Traitement 0 : parcelle témoin ne faisant l'objet d'aucun apport d'engrais et de matière organique

Traitement 1 : apport de Burkina Phosphate (engrais fabriqué sur place) à la dose de 400 kg/ha (soit 600 g pour 15 m<sup>2</sup>)

Traitement 2 : fauche de la végétation avec restitution de celle-ci au sol

Traitement 3 : apport d'engrais NPK (14-23-14) à la dose 100 kg/ha (soit 150 g pour les 15 m<sup>2</sup>) suivi d'une application d'urée (46%) à raison de 75 kg/ha (soit 112.5 g pour les 15 m<sup>2</sup>) en dose unique 30 jours après l'apport de NPK.

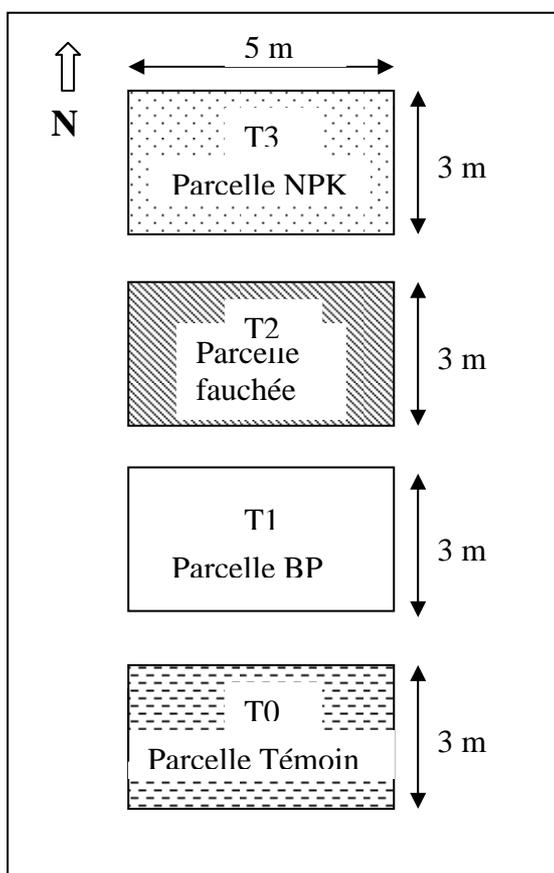


Figure 41 : Représentation schématique des traitements pratiqués par l'INERA

#### 4.4.1 Résultats

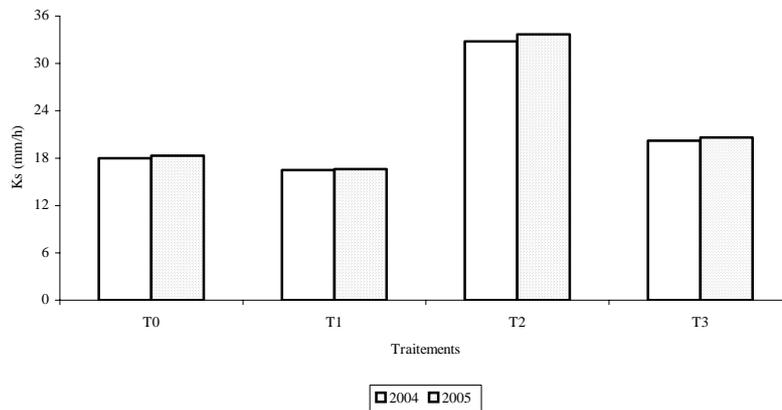
##### a) Effet sur les propriétés hydrauliques de surface du sol

L'étude des propriétés hydrauliques de surface des sols a porté sur la capacité d'infiltration obtenue avec l'appareil de Müntz et la conductivité hydraulique non saturée déterminée avec l'infiltromètre à disque sous une charge de pression  $h_0 = -40$  mm. Deux mesures ont été

effectuées pour chaque paramètre. Les résultats obtenus pour les périodes humides de 2004 et 2005 sont présentés aux figures 42 et 43 dont l'examen montre des différences significatives entre traitements:

- a) T2 : effet bénéfique; les valeurs de conductivité hydraulique de surface sont nettement supérieures à celles des autres traitements
- b) T3 : effet limité; les valeurs de conductivité hydraulique ne sont que légèrement supérieures à celles de la parcelle témoin
- c) T1 : les propriétés de surface sont moins favorables à l'infiltration que celles de la parcelle témoin.

On ne note pas d'évolution significative d'une année à l'autre, même si la conductivité hydraulique non saturée est systématiquement légèrement plus élevée en 2005 qu'en 2004.



T0: parcelle témoin; T1: apport de Burkina Phosphate; T2: fauche avec restitution; T3: apports de NPK + Urée

Figure 42 : Conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  sur les différents traitements (campagnes 2004 et 2005)

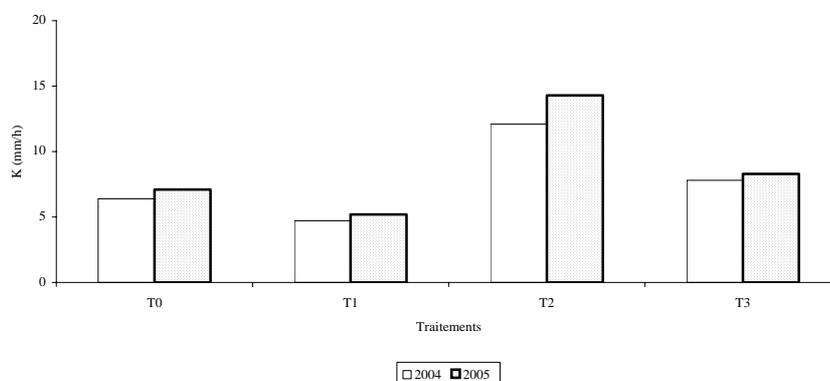


Figure 43 : Conductivité hydraulique K non saturée ( $h_0 = - 40$  mm) sur les différents traitements (campagnes 2004 et 2005)

On notera que les valeurs de conductivité hydraulique sur les traitements T0, T1 et T3 sont du même ordre de grandeur que celles mesurées sur les sites situés sur croûte de dessiccation en transition (S2 et S4), alors que celles relatives au traitement T2 sont proches des valeurs obtenues sur croûte de dessiccation (S3, S5, S6 et S7). Ceci suggère que les traitements T0, T1 et T3 n'ont que peu d'impacts sur les propriétés hydrauliques du sol qui restent médiocres, alors que la fauche avec restitution au sol conduit à une forte amélioration des propriétés de surface.

Le Tableau 16 présente les valeurs des longueurs caractéristiques (Equations 19 et 21) obtenues sur les différentes parcelles en 2004 et 2005.

Tableau 16 : Longueur capillaire ( $\lambda_c$ ) et dimension moyenne des pores fonctionnels ( $\lambda_m$ ) pour une charge de pression  $h_0 = -40$  mm (campagnes 2004 et 2005)

		T0	T1	T2	T3
2004	$\lambda_c$ (mm)	63.7	69.0	25.0	46.3
	$\lambda_m$ (mm)	0.114	0.105	0.289	0.156
2005	$\lambda_c$ (mm)	61.4	72.3	23.9	46.4
	$\lambda_m$ (mm)	0.121	0.103	0.307	0.158

Il se confirme que le traitement T2 conduit au milieu le plus filtrant puisque la taille moyenne des pores fonctionnels  $\lambda_m$  y est la plus élevée. L'importance de cette valeur de  $\lambda_m$  traduit l'existence de chemins préférentiels dus, probablement à une forte activité des termites se traduisant par un effet très positif sur l'infiltration; de telles conséquences bénéfiques de la présence des termites sur l'infiltration ont été rapportées par plusieurs auteurs (Mando et al., 1996; Léonard et Rajot., 1998). L'établissement d'une macrofaune riche et diversifiée dans l'horizon de surface assure le développement d'un système macroporal important, ce qui permet une circulation rapide de l'eau de la surface vers la profondeur.

#### **b) Effet sur les rendements**

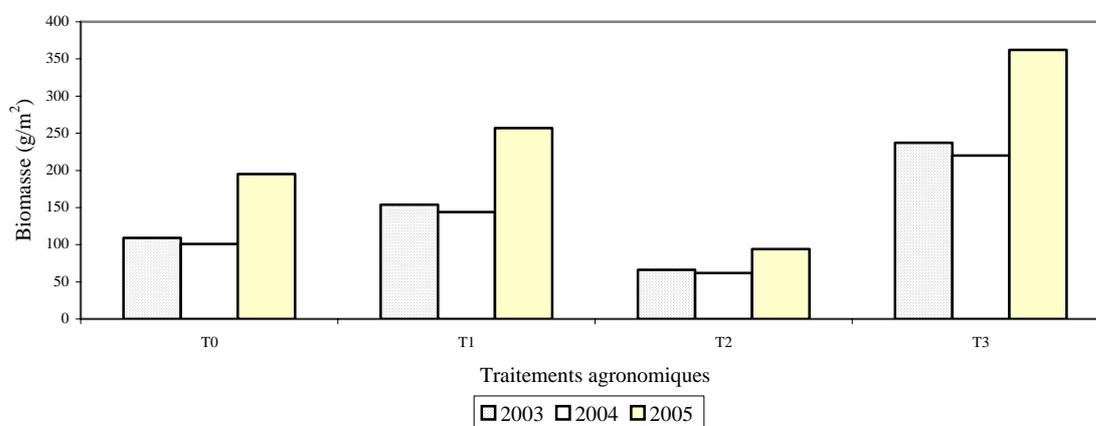
Les résultats du suivi de la biomasse aérienne sur les différents traitements obtenus en 2003, 2004 et 2005 sont présentés dans le Tableau 17 et illustrés à la Figure 44.

Tableau 17 : Quantité de biomasse au niveau des différents traitements pour les années 2003, 2004 et 2005 (g/m<sup>2</sup>)

	2003				2004				2005			
	T0	T1	T2	T3	T0	T1	T2	T3	T0	T1	T2	T3
Quantité biomasse	109	154	66	237	101	144	62	220	105	257	94	362

T0: parcelle témoin; T1: apport de Burkina Phosphate; T2: fauche avec restitution; T3: apports de NPK + Urée

L'analyse de ces résultats montre que les variations interparcelles de rendement n'obéissent pas à la même évolution que les propriétés hydrauliques de surface. Le traitement T3 s'accompagne d'une augmentation significative de production de fourrage grâce à l'apport d'engrais artificiel. Le traitement T1 se caractérise par des rendements légèrement supérieurs à ceux observés sur la parcelle témoin, alors que le traitement T2 débouche, curieusement, sur des rendements très médiocres, bien inférieurs à la parcelle témoin.



T0: parcelle témoin; T1: apport de Burkina Phosphate; T2: fauche avec restitution; T3: apports de NPK + Urée

Figure 44 : Quantité de biomasse au niveau des différents traitements pour les années 2003, 2004 et 2005 (g/m<sup>2</sup>)

#### 4.4.2 Discussion

Les résultats obtenus au niveau des propriétés hydrauliques de surface révèlent que le sol du traitement T2 présente la meilleure capacité d'infiltration. Ceci s'explique par le fait que le paillis est un milieu fortement poreux susceptible de stocker passablement d'eau (Savabi et

Stott, 1994). Adams et Kay (1979) ont mis en évidence les effets des résidus de végétation sur la réduction du ruissellement et de l'érosion, et la protection des états de surface en prévenant la formation de croûtes de battance, en procurant une couverture physique protectrice au sol et en assurant une structure aérée et stable de l'horizon de surface par son enrichissement en matière organique (Carter et Steed, 1992; Mando, 1997). Casenave et Valentin (1989) ont montré également que la présence de résidus de végétation diminue les pertes par évaporation, permettant ainsi de maintenir une humidité plus importante dans le sol. Quant à Ganry et Cissé (1994), ils ont montré que dans les sols ferrugineux cultivés des zones tropicales sèches, la présence de matière organique provenant de la décomposition de l'humus exerce un effet important sur le bilan hydrique des couches de surface.

A l'instar des sols sahéliens, les sols de Katchari sont généralement caractérisés par un très faible taux de matière organique (Tab. 18), conséquence du climat qui règne dans cette région et des systèmes culturaux pratiqués qui ne sont pas toujours favorables à la constitution d'une réserve organique dans le sol. Les effets de ces faibles teneurs en matière organique sont préjudiciables à plusieurs titres (stabilité structurale, libération d'éléments nutritifs, etc.); sur ces sols les engrais minéraux ont globalement des effets très positifs sur les rendements mais ne conduisent pas à une amélioration des propriétés physiques, hydrauliques et biologiques du sol. Des effets négatifs peuvent également se manifester, l'ajout d'engrais pouvant conduire à une acidification des sols et à la lixiviation en profondeur des cations bivalents ( $\text{Ca}^{++}$ ,  $\text{Mg}^{++}$ ), à l'origine d'une diminution de la stabilité structurale; s'y ajoute le risque d'accentuer le phénomène de solodisation et de provoquer une dispersion des argiles.

Tableau 18 : Taux de carbone, d'azote et rapport C/N des sols des traitements pratiqués par l'INERA

	T0	T1	T2	T3
Matière organique totale (%)	0.460	0.416	0.535	0.482
Carbone total (%)	0.287	0.258	0.325	0.280
Azote total (%)	0.014	0.014	0.015	0.016
C/N	20	18	22	18

T0: parcelle témoin; T1: apport de Burkina Phosphate; T2: fauche avec restitution; T3: apports de NPK + Urée

A cet égard, le traitement T2 qui débouche sur le milieu le plus filtrant produit la plus faible quantité de biomasse, ce qui semble être contradictoire. Cette situation est sans doute imputable à une nutrition minérale déséquilibrée; en effet, le paillage (très riche en matériaux celluloses) provoque en quelque sorte une "faim d'azote" dans le sol, du fait que les microorganismes qui décomposent cette paille, doivent acquérir de l'azote pour compenser le rapport C/N très élevé de la paille (Lepage, doc. personnelle). En conséquence, il se produit une compétition pour l'azote entre les racines des plantes et les microorganismes qui peut être à l'origine d'une baisse des rendements. Le paillage non enfoui est une méthode très efficace pour réduire l'évaporation, maintenir l'humidité du sol en saison sèche et réduire l'érosion mais c'est une filière courte pour restituer les nutriments empruntés au sol.

En plus de cette faim d'azote, la présence des termites et de la macrofaune sur la parcelle T2 entraîne la création de chemins d'écoulement préférentiels dans le sol qui peuvent être à l'origine d'un drainage de l'eau infiltrée sous la zone colonisée par les racines. Cette situation contribue aussi à la baisse de rendement constatée sur cette parcelle. Lavelle (1983) a montré qu'à Lamto (Côte d'ivoire), les vers rejettent 30 à 40 m<sup>3</sup> de terre en surface, par hectare et par an, occasionnant la création d'un volume comparable de pores à l'intérieur du sol qui facilitent le drainage rapide de l'eau sous la zone racinaire.

L'apport d'engrais Burkina Phosphate a plutôt un effet défavorable sur les propriétés hydraulique de surface et un impact relativement faible sur les rendements, si bien que son intérêt reste à démontrer.

Il en va différemment de l'apport d'engrais NPK suivi d'une application ultérieure d'urée qui conduit à des rendements nettement plus élevés que sur les autres traitements, sans toutefois avoir des effets positifs notables sur les propriétés hydrauliques du sol.

Pour améliorer durablement les propriétés du sol et le rendement, diverses mesures devraient être mises en œuvre, en particulier:

- la maîtrise du ruissellement et de l'érosion, pour éviter l'entraînement de sol et de nutriments;
- l'amélioration de la structure en enfouissant des matières organiques et, le cas échéant, en effectuant des apports de chaux ou de gypse; ceci entraînerait une augmentation de la

teneur en humus, du pH, de l'activité biologique du sol (respiration, minéralisation, activité enzymatique, etc.) et de la biomasse bactérienne;

- la revitalisation de la couche superficielle du sol par apport de fumier ou de compost fermenté;
- la correction des principales carences du sol ou, tout au moins, l'apport aux plantes des compléments minéraux indispensables pour une production correcte de biomasse.

Ces mesures permettraient une augmentation rapide de la production et une amélioration progressive des propriétés des sols. Malheureusement, la plupart d'entre elles sont irréalistes dans le contexte local, raison pour laquelle nous évoquerons dans les perspectives de recherches des mesures correctrices plus appropriées à la situation du milieu sahélien étudié.



## CONCLUSION

---

Le présent travail visait à mieux appréhender le fonctionnement hydrique de différents types de placages sableux qui sont parmi les rares unités écologiques susceptibles de supporter de la végétation. Au niveau expérimental, nous nous sommes attachés à analyser et comprendre le fonctionnement hydrique de ces placages sableux, en terme de caractérisation physique et hydrodynamique et de suivi des différentes composantes du bilan hydrique.

L'expérimentation a permis de mettre en évidence une influence décisive des caractéristiques hydrauliques de surface sur les différentes composantes du bilan hydrique. En dehors de la croûte superficielle, les sols sont relativement homogènes d'un site à l'autre, du moins sur les 40 premiers centimètres (sols essentiellement sableux). Les différences de comportement hydrique observées entre les sites sont donc liées pour l'essentiel aux variations de l'état de surface qui influencent largement les composantes du bilan hydrique. Ces états de surface subissent des variations spatio-temporelles importantes et débouchent de plus en plus fréquemment sur une dégradation prononcée des sols.

L'étude a permis de mettre en évidence deux ensembles. D'une part, un ensemble englobant les sites sur croûtes d'érosion (S1) et de dessiccation en transition (S2 et S4), caractérisés par une faible capacité d'infiltration favorisant le ruissellement. Ceci s'explique par l'existence d'une pellicule plasmique jouant le rôle de barrière. D'autre part, les sites placés sur croûte de dessiccation (S3, S5, S6 et S7), caractérisés par une bonne conductivité hydraulique et une vitesse d'infiltration élevée.

Les sites S1, S2 et S4 sont caractérisés par de forts coefficients de ruissellement (entre 50 et 70 %), une quantité d'eau infiltrée très réduite par rapport aux apports pluviométriques et un faible stock hydrique emmagasiné très superficiellement (dans les trente premiers centimètres), ce qui favorise une reprise par évaporation rapide dans les jours qui suivent l'événement pluvieux. Cette faible recharge n'est que d'une utilité réduite pour les espèces végétales. Le stress hydrique qui en résulte explique la faible densité du couvert végétal, voire son absence totale, ainsi que les difficultés rencontrées par la végétation pour s'y installer et s'y maintenir. Sur ces sites, le régime hydrique du sol est conditionné exclusivement par les échanges à travers la surface du sol.

Sur les sites S3, S5, S6 et S7, l'absence de pellicule superficielle indurée, crée des conditions plus favorables à l'infiltration, ce qui aboutit à une accumulation plus importante d'eau dans le sol avec, occasionnellement, de faibles drainages à la profondeur de 50 cm.

La pluviosité joue également un rôle important dans le fonctionnement hydrique de ces milieux. La saison des pluies est marquée par une alternance d'évènements pluvieux et d'épisodes secs de durée variable qui peuvent avoir des conséquences désastreuses lorsqu'elles dépassent une dizaine de jours, vu que le stock d'eau accumulé lors des averses antérieures s'épuise rapidement. Cette alternance se caractérise par une forte variabilité spatio-temporelle. L'espacement des précipitations et les hauteurs de pluie peuvent différer considérablement d'une année à l'autre et durant une même pluie, les quantités d'eau précipitées peuvent faire l'objet de fortes variations spatiales. Ces paramètres (variabilité inter-annuelle, irrégularité des précipitations, variabilité spatiale) influencent considérablement la disponibilité en eau pour les végétaux.

Le suivi de l'évolution des propriétés hydrauliques de surface des sols étudiés témoigne d'une altération progressive qui débouche fréquemment sur des milieux fortement dégradés et peu aptes à supporter des végétaux. Les méthodes de prévention ou de réhabilitation considérées dans l'étude, à savoir la restauration et la protection (Sites S4 et S5) et la mise en défens (sites S6 et S7) n'ont que des effets partiels et limités dans le temps; elles ne permettent pas d'interrompre durablement la dégradation, moins encore de favoriser une réhabilitation. Parmi les autres mesures de protection en cours de test sur les parcelles d'essais de l'INERA, seule la fauche de la végétation avec restitution au sol occasionne une amélioration des propriétés de surface du sol.

Les effets des différentes techniques étudiées se manifestent surtout dans les premières années de mise en œuvre et concernent principalement la régénération du couvert végétal (amélioration de la production primaire et modification de la structure de la végétation), la protection du sol contre les agents de dégradation (pluies, vent, etc.), l'amélioration des propriétés hydrodynamiques du sol et la réduction du ruissellement et de l'érosion (Zombré et al., 1999; Albergel et al., 1995).

La restauration se heurte à une faible disponibilité des branches et paille, qui constitue une contrainte majeure vu que, dans cette région, le bois et la paille sont réservés prioritairement pour l'édification des toitures, l'alimentation du bétail et comme source d'énergie domestique.

La mise en défens n'est pas une mesure appropriée sur les surfaces nues et encroûtées, au vu de la résilience du système et de la nécessité d'une présence minimum de végétation. En plus, son installation dans une zone requiert un processus plus ou moins long de négociation entre

les communautés riveraines, communautés qui, le plus souvent, sont en compétition pour l'utilisation de l'espace. Généralement après les premières années, la mise en défens devient un système très difficile à gérer et la dégradation des sols n'est guère différente de celle de zones non protégées.

La fauche avec restitution au sol de la végétation n'est pas une solution économiquement et socialement viable, car on imagine difficilement quels acteurs procèderaient à la fauche pour un bénéfice nul à court terme et hypothétique à long terme vu que l'efficacité de la mesure à longue échéance n'est pas démontrée.

Une mesure efficace reposerait sur des apports couplés de matières organiques ou autres amendements susceptibles d'améliorer les propriétés structurales des sols et de fertilisants pour soutenir les rendements. Toutefois cette mesure n'est guère réaliste, vu la disponibilité réduite en matières organiques et la faible capacité financière des populations locales qui proscribit une utilisation généralisée d'engrais.

### **Perspectives**

Il a été vu que la dynamique évolutive du milieu aride sahélien dépend essentiellement des contraintes climatiques et des influences anthropiques sur les écosystèmes. Lors des années à déficit pluviométrique (2004 par exemple), le stress hydrique impose des conditions extrêmes auxquelles les espèces doivent faire face en s'y adaptant. Les placages sableux qui constituent le support principal de la végétation voient alors leur surface diminuer. Il en résulte une extension des milieux dégradés, c'est à dire une accentuation de la désertification. Malheureusement, lors des années pluviométriques normales ou excédentaires (2003 par exemple), il n'y a pas de reconquête par la végétation des surfaces dénudées car la croûte superficielle formée précédemment s'y oppose. Les pluies ne favorisent qu'un développement vertical de la végétation dans les zones où celle-ci est déjà installée de manière plus ou moins dense. Dans ces conditions, le milieu se maintient dans son état, avec un équilibre entre surfaces végétalisées et surfaces dénudées. L'action de l'homme sur le milieu se manifeste principalement par le pastoralisme. Sous sa forme actuelle, ce dernier ne tient pas compte des potentialités du milieu et de la fragilité des écosystèmes; les parcours subissent une surcharge animale qui aboutit à un surpâturage qui contribue notablement à la diminution de la couverture végétale existante.

Il s'avère donc indispensable de poursuivre des recherches afin de mieux étudier les actions et méthodes à mettre en place pour prévenir une altération de l'état de surface des sols, voire réhabiliter les milieux dégradés. Ces actions permettront de définir des politiques de prévention et réhabilitation des sols qui prennent en compte les conditions socio-économiques et écologiques des zones concernées. Différentes approches pourraient être étudiées, parmi lesquelles:

- réduction de la pression de fragilisation des sols au vu de la sévérité et de l'extrême variabilité des conditions climatiques sahéliennes. Les recherches devraient être orientées vers la définition de bonnes pratiques agricoles susceptibles de protéger et régénérer les sols
- reconstitution de la rugosité des sols au niveau des glacis dénudés qui présentent un fort taux de ruissellement. Des techniques très simples et à portée de bourse des paysans pourraient favoriser la réhabilitation de tels milieux, en particulier:
  - augmentation de la stabilité des placages sableux qui représentent les principales unités écologiques de la zone d'étude avec un taux de couverture végétale élevé. Ils résultent de l'érosion éolienne et sont très dynamiques. Toute modification négative du bilan d'accumulation des matériaux éoliens (Thiombiano, 2000) entraîne la disparition de ces placages et par conséquent à une accélération de la dégradation du milieu;
  - protection des zones à tapis herbacé dense : cette protection peut être effectuée par le maintien d'un faible niveau d'impact humain. En effet, une forte pression pastorale et humaine dans ce type de milieu a pour conséquence une dénudation progressive des ergs anciens et par conséquent une remobilisation des sables par le vent et l'eau, créant ainsi un contexte de dégradation accélérée;
  - protection des zones de culture qui présentent le plus faible indice de dégradation.

Ces différents aspects et les interrogations qu'ils suscitent sont autant de pistes de recherche futures.

Sur un plan plus théorique, la présente étude mériterait d'être prolongée par une modélisation des transferts d'eau dans le sol et des échanges sol-plantes-atmosphère, prenant en compte la dynamique d'évolution des propriétés de surface des sols.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

---

Adams, T. Jr., Kay, B.L., 1979. Erosion control on bare slope around your home (mulch, ground cover, runoff diversion). Leaflet – Division of Agricultural Sciences, University of California; University of Berkeley ; Cooperative Extension Service. 2137, 7 p.

Albergel, J., Carbonnel, J.P., Grouzis, M., 1984. Péjoration climatique au Burkina Faso. Cahiers ORSTOM série Hydrologique, XXI (1), 3-19.

Albergel, J., 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso : du m<sup>2</sup> au km<sup>2</sup>, étude des paramètres hydrologiques et de leur évolution : Thèse Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 341 p.

Albergel, J., Diatta, M., Grouzis, M., Sène, M., 1995. Réhabilitation d'un écosystème aride par l'aménagement des éléments du paysage. In Pontanier et al. Editions L'Homme peut-il refaire ce qu'il a déjà défait? 293-306.

Ankeny, M.D., Kaspar, T., Horton, R., 1988. Design for an automated tension infiltrometer. Soil Science Society of America Journal, 52, 893-896.

Ankeny, M.D., Kaspar, T., Horton, R., 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. Soil Science Society of America Journal, 55, 467-470.

Baumer, M., 1987. Agroforesterie et désertification. CTA-Wageningen. Pays Bas. 260 p.

Boiffin, J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse Docteur Ingénieur, Paris INA-PG, 320 p.

Boiffin, J., Monnier, G., 1985. Infiltration rate as affected by soil surface crusting caused by rainfall. In : Assesment of soil surface sealing and crusting. Callebaud, Gabriels, De Boodt. Editions Procedure of the Symposium held in Gent, Belgium, 210-217.

Bolline, A., 1982. Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en moyenne Belgique. Thèse universitaire de Liège, 356 p.

Boudet, G., 1977. Désertification ou remontée biologique au Sahel. Cahiers ORSTOM, série Biologique, volume XII (4), 293-300.

Boulier, J.F., Parlange, J.Y., Vauclin, M., Lockington, D.A., Haverkamp, R., 1987. Ponding time limits for arbitrary flux. Soil Science Society of America. Volume 51, 424-428.

Boutrais, J., 1996. Population et environnement pastoral en Afrique tropicale. In Gendreau, F., Gubry, P., Véron, J. (Editions), Population et Environnement dans les pays du Sud. Colloque Economie et Développement. Karthala-Ceped, 177-198.

Bouyer, J., 1942. Etude des sols de la région de Bambey. Rapport de fonctionnement. Station expérimentale de l'arachide à Bambey.

Carbonnel, J.P., Hubert, P., 1992. Pluviométrie en Afrique de l'Ouest soudano-sahélienne. Remise en cause de la stationnarité des séries. In: Editions ORSTOM. L'aridité, une contrainte au développement, caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés, Paris, 37-51.

Carter, M.R., Steed, G.R., 1992. The effects of direct-drilling and stubble retention on hydraulic properties at the surface of duplex soils in North-Eastern Victoria. Australian Journal of Soil Research. 30, 505-516.

Casenave, A., Valentin, C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne: Influence sur l'infiltration. Editions de l'ORSTOM, Paris, 229 p.

Casenave, A., 1998. Dynamique des milieux de savane sèche au Burkina Faso : dégradation des systèmes écologiques et conséquences sur le cycle de l'eau. Rapport préliminaire: analyse de la pluviométrie, Document interne de l'IRD, Ouagadougou, Burkina Faso, 49 p.

Chevalier, P., Claude, J., 1991. Un espace sahélien: la mare d'Oursi. Editions de l'ORSTOM, Paris, France, 241 p.

Clothier, B.E., White, I., 1981. Measurement of sorptivity and soil water diffusivity in the field. Soil Science Society American Journal, 47, 641-644.

Collinet, J., Valentin, C., 1979. Analyse des différents facteurs intervenant sur l'hydrodynamique superficielle. Nouvelles perspectives-Applications agronomiques. Cahiers ORSTOM, Série Pédologie, XVI, 17 (4), 283-328.

Courel, M.F., 1984. Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites. Thèse d'Etat, Université Paris I, 407 p.

Cook, F.J., Broeren, A., 1994. Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disc permeameters, Soil Science, 157, 2-11.

- Descroix, L., Viramontes, D., Vauclin, M., Gonzalez-Barnos, L., Esteves, M., 2001. Influence of soil surface features and vegetation on runoff and erosion in the Western Sierra Madre (Durango, Northwest Mexico). *Catena*, Volume 43:, 115-135.
- Dunkerley, D., 2000. Hydrologic effects of dryland shrubs: defining the spatial extent of modified soil water uptake rates at an Australian desert site. *Journal of Arid Environments* 45, 29, 159-172.
- Ellison, W.D., 1945. Some effects of raindrops and surface flow on soil erosion and infiltration. *American Geophysical Union*, 26, 415-429.
- Ganaba, S., Ouadba, J.M., Bognoumou, O., 1998. Les ligneux à usage de bois d'énergie en région sahélienne du Burkina Faso : préférence des groupes ethniques. *Sécheresse*, 9 (4), 261-268.
- Ganry, F., Cissé, L., 1994. L'amendement organique des sols sableux : une assurance contre les préjudices de la sécheresse. *In* : Bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique tropicale. FN REYNIERS et C. Netoyo (ed.), AUPELF UREF, J. LIBBEY, Paris, 253-263.
- Gardner, W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Science* 85, 228-232.
- Guillobez., Zougmoré, R., 1991. Etude du ruissellement et de ses principaux paramètres à la parcelle (saria, Burkina Faso). *In* Bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique tropicale. Editions John Libbey Eurotext, Paris, 319-329.
- Grouzis, M., 1991. Un espace sahélien : la mare d'Oursi, *in* : Claude, J., Grouzis, M., Milleville, P. Editions de l'ORSTOM, Paris, France. 241 p.
- Haverkamp, R., Ross, P.J., Smetten, K.R.I., Parlange, J.Y., 1994. Three dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer. 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources, Research*, 30, 2931-2935.
- Hillel, D., 1972. *Optimizing the soil physical environment towards greater crop yields*. New York, Academic.
- Hussen, A.A., Warrick, A.W., 1993. Alternative analyses of hydraulic data from disc tension infiltrometers. *Water Resources Research*, 29, 4103-4108.

INERA, 1994. Les systèmes de production dans la zone Ouest du Burkina Faso : potentialités, contraintes, bilan et perspectives de recherche, Ouagadougou, 48p.

Ilstedt, U., Malmer, A., Nordgren, A., Liao, P., 2004. Soil rehabilitation following tractor logging : early results on amendments and tilling in a second rotation *Acacia mangium* plantation in Sabah, Malasia. *Forest Ecology and management*. Volume 194, 215-222.

Karambiri, H., 2003. Crues et érosion hydrique au Sahel: étude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso. Thèse de doctorat de l'Université Paris VI, 341 p.

Karambiri, H., Ribolzi, O., 2004. Caractérisation des événements averses-crues et de l'érosion hydrique à l'échelle d'un petit bassin versant pastoral sahélien (nord du Burkina Faso). *Sud Sciences et Technologies (SST)*. Ouagadougou n°11, 30-40.

Lavelle, P., 1983. The soil fauna of tropical savannas. II. The earthworms in. *Tropical Savannas*. Bourlière (F.) Editions, Elsevier, Amsterdam, 485-504.

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 Bissonnais, Y., 1988. Analyse des mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies. Thèse Doctorat Université Orléans, 225 p.

Le Bissonnais, Y., 1990. Experimental study and modelling on soil surface crusting processes. In: Bryan RB, ed. *Soil erosion, experiments and models*. *Catena* 17, 13-29.

Léonard, J., Rajot, J.L., 1998. Effets induits du paillage post-cultural d'un sol sableux encroûté au Sahel. Conséquence sur l'amélioration de son fonctionnement hydrique. *Agriculture et Développement* (18) : 39-44.

Leprun, J.C. 1999. The influences of ecological factors on tiger bush and dotted bush patterns along a gradient from Mali to northern Burkina Faso. *Catena*, 37, 25-44.

Li, X.R, Zhang, Zh.Sh, Zhang, J.G, Wang, X.P, Jia, X., 2004. Association between vegetation patterns and soil properties in the Southeastern Tenger Desert, China. *Arid Land Research and Management* 18, 369-383.

Logsdon, S.D., Jaynes, D.B, 1993. Methodology for determining hydraulic conductivity with tension infiltrometers. *Soil Science Society of America Journal*, 57, 1426-1431.

- Mainguet, M., Cossus, L., 1980. Recherches des indicateurs géomorphologiques de désertification (érosions éolienne et hydrique) dans le nord de la Haute Volta. Cartographie d'après les images et les photographies aériennes. Rapport n°1 Laboratoire de géographie physique zonale. Reims. 30 p.
- Mando, A., Stroosnijder, L., Brussaar, L., 1996. Effects of termites on infiltration into crusted soil. *Geoderma*, 74, 107-113.
- Mando, A., 1997. The role of termites and match in the rehabilitation of crusted sahelian soils. Thesis, Wageningen Agricultural University, Tropical Ressource Management Papers, N° 16, 101 p.
- Marchal, J.Y., 1983. Yatenga: la dynamique d'un espace rural soudano-sahélien. Travaux et Documents ORSTOM. Paris, Thèse d'Etat. 873 p.
- Mermoud, A., 1998. Eléments de physique du sol. *Tempus S\_JEP 09781/95*. Gestion et protection de la ressource en eau, 132 p.
- McIntyre, D.S., 1958. Soil splash and the formation of surface crusts by raindrop impact. *Soil science*, 85, 261-266.
- Ndiaye, B., 2001. Etude expérimentale et modélisation du comportement hydrodynamique des sols cultivés : application au bassin de Thyssé Kaymor (Sénégal). Thèse de doctorat de l'Université Joseph Fourier-Grenoble 1, 183 p.
- Niang, D., 2000. Variations saisonnières des propriétés hydrodynamiques des microdunes de la zone sahélienne au Burkina Faso. Cycle Postgrade en Hydrogéologie et Hydrologie. Spécialité Hydrologie et Gestion des Ressources en Eau- EPFL, 66 p.
- Nicou, R., Ouattara, B., Somé, L., 1990. Effets des techniques d'économie de l'eau à la parcelle sur les cultures céréalières (sorgho, maïs, mil) au Burkina Faso. *L'Agronomie Tropicale*, 45 (1), 43-57.
- Perroux, K.M., White, I., 1988. Designs for disc permeameters, *Soil Science Society of America Journal*, Division S-1-Soil physics, 1205-1214.
- Peugeot, C., 1995. Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation. Thèse Doctorat, Université Joseph Fourier, Grenoble I, 356 p.

- Philip, J.R., 1969. Theory of infiltration. *Hydrosciences* 5, 215-296.
- Philip, J.R., 1985. Reply to Comments on steady infiltration from spherical cavities. *Soil Science Society of America Journal*, 19, 788-789.
- Pieri, C., 1989. Fertilité des terres de savane. Bilan de trente ans de recherche et de développement agricole au sud du Sahara. Ministère de la Coopération et du Développement, CIRAD. France. 444 p.
- Pullan, A.J., 1990. The quasilinear approximation for unsaturated porous media flow. *Water Resources Research*, 26(6), 1219-1234.
- Reynolds, W.D., Elrick, D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal*, 55, 633-639.
- Rajot, J.L., Ribolzi, O., Planchon, O., Karambiri, H., 2006. Wind and water erosion of uncultivated sandy soils in the Sahel: a case study in Northern Burkina Faso, Africa, *Catena* (en revision)
- Ribolzi, O., Delhoume, J-P., 1999. Variabilité de l'infiltration sur une microdune sahélienne. Etude au Müntz simple anneau au niveau d'une placette de 1 m<sup>2</sup>, 5p.
- Ribolzi, O., Auque, L., Bariac, T., Casenave, A., Delhoume, J.P., Gathelier, R., Pot, V., 2000. Écoulements hypodermiques et transferts de solutés dans les placages éoliens du Sahel: étude par traçage isotopique et chimique sous pluies simulées. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, Volume 330, Issue 1, 15 January 2000, 53-60.
- Ribolzi, O., Hermida, M., Delhoume, J.P., Karambiri, H., Thiombiano, L., 2006. Wind processes improve water infiltration in Sahelian sandy rangeland. *Catena* (en révision).
- Rognon, P., 1991. Les sécheresses au Sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. *Sécheresse*, 2 (3), 199-210.
- Roose, E., 1981. Dynamique actuelle des sols ferrallitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique Occidentale. *Travaux et Doctorats ORSTOM*, n°130, 569 p.
- Roose, E., 1994. Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES). *Bulletin Pédologique FAO*, n°70, 420 p.

- Totstain, D., Lohmann, U., 2002. Tropical rainfall trends and indirect aerosol. *Journal of climate*, 15, 2103-2119.
- Savabi, M.R., Stott, D.E., 1994. Plant residue impact on rainfall interception. *ASEA*. 37 (4), 1093-1098.
- Serpentié, G., Tezenas du Montcel, L., Valentin, C., 1992. La dynamique des états de surface d'un territoire agropastoral soudano-sahélien, conséquences et propositions. In : ORSTOM (Ed), *L'aridité, une contrainte au développement, caractérisation, réponses biologiques, stratégies des sociétés*, 419-447.
- Smettem, K.R.J., Ross, P.J., Haverkamp, R., Parlange, J.Y., 1995. Three dimensional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. 3. Parameter estimation using a double disk tension infiltrometer. *Water Resources, Research*, 31, 2491-2495.
- Servat, E., Paturel, J.E., Lubes, H., 1996. La sécheresse gagne l'Afrique Tropicale. *La Recherche*, 290, 24-25.
- Sperry, J.S., Hacke, U.G., 2002. Desert shrub water relations with respect to soil characteristics and plant functional type. *Functional Ecology* 16, 367-378.
- Tengberg, A., 1995. Nebka dunes as indicators of wind erosion and land degradation in the Sahel zone of Burkina Faso. *Journal of Arid Environments*, 30, 365-282.
- Thiombiano, L., 2000. Etude de l'importance des facteurs édaphiques et pédo-paysagiques, dans le développement de la désertification en zone sahélienne du Burkina Faso. Thèse d'Etat, mention pédologie, Université de Cote d'Ivoire, 208 p.
- Toutain, B., 1979. Situation de l'élevage dans le Sahel voltaïque face à l'extension de l'espace agricole. In *Maîtrise de l'espace agricole et Développement en Afrique tropicale. Logique paysanne et rationalité technique*, Mémoire ORSTOM n°89. Actes du colloque de Ouagadougou, Editions ORSTOM, Paris, 159-162.
- Trevisan, D., 1986. Comportement hydrique et susceptibilité à l'érosion de sols limoneux cultivés. Thèse 3<sup>ème</sup> cycle Université Orléans, 242 p.
- Valentin, C., 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de région subdésertique. Dynamique de formation et conséquences sur l'économie en eau. *Etudes et Thèses*. Editions de l'ORSTOM, 259 p.

Vandervaere, J.P; Peugeot, C; Vauclin, M ; Angulo Jaramillo, R., Lebel, T., 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers *Journal of Hydrology*, Volumes 188-189, 203-223.

Vandervaere, J.P, 1995. Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques. Analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés. Thèse de doctorat à l'Université Joseph Fourier-Grenoble I, 329 p.

Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000a. Transient flow from tension infiltrometers. Part 1. The two-parameters equation. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1264-1272.

Vandervaere, J.P., Vauclin, M., Elrick, D.E., 2000b. Transient flow from tension infiltrometers. Part 2. Four methods to determine sorptivity and conductivity. *Soil Science Society of America Journal*, 64, 1273-1284.

Vauclin, M., Chopart, J.L., 1992. L'infiltrométrie multidisques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire, *Agronomie Tropicale*, 46 (4), 259-270.

Visser, S.M., 2004. Modelling nutrient erosion by wind and water in northern Burkina Faso. *Tropical Resource Papers No. 53* ISBN 90-6754785-9.

Vlaar, 1992. Les techniques de Conservation des Eaux et des Sols dans les pays du Sahel. CIEH, Burkina Faso, Université Agronomique de Wageningen, 99 p.

Wallace, J.S., Gash, J.H.C., McNeil, D.D., Sivakumar, M.V.K., 1989. Quantifying the water balance of dryland millet in Niger using state of the art evaporation techniques. *Proceedings of the forum "The state of the art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa"*. Ouagadougou, Burkina Faso, 18-23 february 1989, 353-360.

Wang, T., 2000. Land use and sandy desertification in the north China. *Journal of Desert Research* 20, 103-112.

Warrick, A.W., Broadbridge, P., 1992. Sorptivity and macroscopic capillary length relationships. *Water Resources Research*, 28, 427-431.

White, I., Sully, M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research*, 23, 1514-15221.

Wooding, R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resources Research*, 4, 1259-1273.

Young, R.A., Onstad, C.A., 1978. Characterization of rill and interrill eroded soil. *Trans, ASAEA* 21, 1126-1130.

Zerbo, I., 1993. Caractérisation des stations de recherches agronomiques. Rapport INERA, Ouagadougou, 100 p.

Zombré, N.P., Mando, A., Ilboudo, J.B., 1999. Impact des conservations des eaux et des sols sur la restauration des jachères très dégradées au Burkina Faso. In *La jachère en Afrique de l'Ouest. Rôles, Aménagements et Alternatives*. Floret et Pontanier. Editions 2000, Volume 1, 771-777.



# **ANNEXES**



## **Annexe 1 : Profils pédologiques**



**Profil pédologique du site S1**  
**(croûte d'érosion en zone pâturée)**

**Lieu** : Site de Katchari

**Environnement du profil**

**Localisation** : zone pâturée

**Position physiographique** : glacis

**Etat de surface** : croûte d'érosion

**Description morphologique des horizons**

- 0-18 cm Brun très pâle (10YR7/3) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/7) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse ; structure massive ; consistance peu dure ; pores nombreux très fins ; racines rares très fines ; activité biologique faiblement développée ; pH 5.0; quelques tâches blanc jaunâtre ; limite distincte irrégulière.
- 18-55 cm Gris clair(10YR7/2) à l'état sec et brun grisâtre (10YR5/2) à l'état humide ; texture sablo-argileuse ; structure polyédrique subangulaire avec des éléments grossiers, moyens et fins ; consistance dure ; pores nombreux très fins, fins et larges ; peu de racines très fines ; activité biologique peu développée ; pH 5.0; transition abrupte et irrégulière ; présence de tâches gris clair et brun jaunâtre.
- 55-70 cm Brun très pâle (10YR7/3) à l'état sec et jaune brunâtre(10YR6/6) à l'état humide ; texture sablo-argileuse avec 60% de concrétions ferrugineuses; structure polyédrique subangulaire à angulaire; consistance dure ; nombreux pores très fins, fins ; pas de racines ; activité biologique peu développée ; pH 4.5; transition distincte irrégulière.
- 70-100 cm Gris (7,5YR7/2) à l'état sec et brun (7,5YR5/2) à l'état humide ; texture sablo-argileuse avec 40% de tâches brunes et 20% de tâches claires ; structure polyédrique subangulaire à angulaire avec des éléments grossiers, moyens et fins ; consistance dure ; pores nombreux très fins, fins ; activité biologique faible ; pH 4.5.

## **Profil pédologique du site S2**

**(croûte de dessiccation en voie d'encroûtement en zone pâturée)**

**Lieu** : Site de Katchari

### **Environnement du profil**

**Localisation** : zone pâturée

**Position physiographique** : placage sableux

**Etat de surface** : croûte de dessiccation en voie d'encroûtement

### **Description morphologique des horizons**

- 0-5 cm Jaune rougeâtre (7,5YR6/6) à l'état sec et brun fort (7,5YR4/6) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse ; structure massive aparticulaire ; consistance tendre ; pores assez nombreux très fins, fins et moyens ; quelques racines très fines et fines ; activité biologique faiblement développée; pH 6.0 ; transition abrupte et irrégulière, il s'agit d'une microcroûte.
- 5-20 cm Jaune rougeâtre (7.5YR6/6) à l'état sec et brun fort (7.5YR4/6) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse avec quelques graviers quartzeux (éléments grossiers) ; structure massive ; consistance peu tendre ; pores assez nombreux très fins, fins, moyens et larges; beaucoup de racines moyennes ; activité biologique peu développée ; pH 6.0 ; transition graduelle.
- 20-31 cm Brun très pâle (10YR7/4) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse; structure massive avec quelques graviers de quartz ; consistance peu tendre ; pores assez nombreux ; beaucoup de racines fines, moyennes et grosses ; activité biologique assez bien développée ; transition distincte.
- 31-100 cm Brun très pâle (10YR7/4) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état humide ; texture sablo-argileuse avec 40% de concrétions ferrugineuses ; structure massive polyédrique subangulaire avec des éléments fins et moyens ; consistance dure avec des tâches brun très pâle (10YR7/4) et jaune rougeâtre (7.5Y6/6) ; pores nombreux, fins, très fins et moyens ; peu de racines; activité biologique moyennement développée; pH 7.0.

**Profil pédologique du site S3**  
**(croûte de dessiccation en zone pâturée)**

**Lieu** : Site de Katchari

**Environnement du profil**

**Localisation** : zone pâturée  
**Position physiographique** : placage sableux  
**Etat de surface** : croûte de dessiccation

**Description morphologique des horizons**

- 0-60 cm Jaune brunâtre (10YR6/6) à l'état sec et brun jaunâtre(10YR5/6) à l'état humide ; texture sableuse ; structure litée ; consistance tendre ; nombreux pores très fins, fins et moyens ; activité biologique peu développée ; racines très nombreuses ; pH 5.0 ; transition graduelle.
- 60-78 cm Brun jaunâtre clair (10YR6/4) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR 5/6) à l'état humide ; texture argilo-sableuse avec 5% de concrétions ferrugineuses ; consistance dure ; structure moyennement développée polyédrique subangulaire avec des éléments moyens et grossiers ; pores peu nombreux ; peu de racines ; activité biologique assez bien développée ; pH 8.0 ; transition graduelle.
- 78-100 cm Brun très pâle (10YR7/4) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état humide ; texture sablo-argileuse avec 5% de concrétions ferrugineuses ; consistance dure ; structure moyennement développée polyédrique subangulaire; nombreux pores très fins ; peu de racines ; pH 7.0 ; activité biologique assez développée.

## **Profil pédologique du site S4**

**(croûte de dessiccation en voie d'encroûtement en zone restaurée et protégée)**

**Lieu** : Site de Katchari

### **Environnement du profil**

**Localisation** : zone pâturée

**Position physiographique** : placage sableux

**État de surface** : croûte de dessiccation en voie d'encroûtement

### **Description morphologique des horizons**

- 0-8 cm Jaune brunâtre (10YR6/6) à l'état sec et brun jaunâtre sombre (10YR4/4) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse avec quelques grains de fer ; pores nombreux très fins, fins, moyens et larges ; structure massive ; consistance tendre ; nombreuses racines très fines et fines ; activité biologique moyenne ; pH 6.0 ; transition distincte et régulière.
- 8- 25 cm Brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état sec et brun jaunâtre sombre (10YR4/6) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse avec quelques graviers ferrugineux ; structure massive; pores nombreux très fins, fins, moyens et larges ; structure massive ; consistance tendre ; nombreuses racines très fines et fines ; activité biologique moyenne ; pH 6.0 ; transition distincte et régulière
- 25-60 cm Brun jaunâtre (10YR5/8) à l'état sec et brun jaunâtre sombre (10YR4/6) à l'état humide ; texture sablo-argileuse avec quelques graviers ferrugineux ; structure massive avec quelques graviers ; consistance dure ; pores peu nombreux ; activité biologique peu développée ; pH 7.0 ; transition abrupte.
- 60-100 cm Brun jaunâtre clair (10YR6/4) à l'état sec et brun jaunâtre sombre (10YR 4/6) à l'état humide ; texture sablo-argileuse avec 40% de graviers et concrétions ferrugineuses et 15 % de graviers et cailloux de quartz ; structure polyédrique subangulaire ; consistance dure ; nombreux pores très fins, fins ; peu de racines ; activité biologique peu développée ; pH 7.0.

**Profil pédologique du site S5**  
**(croûte de dessiccation en zone restaurée et protégée)**

**Lieu** : Site de Katchari

**Environnement du profil**

**Localisation** : zone pâturée  
**Position physiographique** : placage sableux  
**Etat de surface** : croûte de dessiccation

**Description morphologique des horizons**

- 0-10 cm Jaune (10YR7/6) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état humide ; texture sableuse avec tâches gris clairs ; nombreux pores fins et moyens ; structure massive ; consistance tendre ; beaucoup de racines ; activité biologique peu développée ; pH 6.0 ; transition régulière.
- 10- 30 cm Jaune (10YR7/6) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/8) à l'état humide ; texture sableuse avec quelques fins graviers ferrugineux ; structure massive ; consistance tendre ; pores nombreux fins et moyens ; nombreuses racines ; activité biologique peu développée ; pH 6.0 ; transition graduelle.
- 30-48 cm Jaune brunâtre (10YR6/6) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse avec quelques fins graviers ferrugineux ; structure peu développée ; consistance tendre ; pores nombreux fins et très fins ; activité biologique peu développée ; pH 6.0 ; transition graduelle.
- 48-100 cm Brun jaunâtre (10YR5/4) à l'état sec et brun jaunâtre sombre (10YR 4/6) à l'état humide ; structure moyennement développée avec des éléments fins et grossiers ; consistance dure ; texture limono-argilo-sableuse avec quelques graines ferrugineuses ; pores nombreux ; peu de racines ; activité biologique assez bien développée ; pH 8.0.

**Profil pédologique du site S6**  
**(croûte de dessiccation en zone restaurée et protégée)**

**Lieu** : Site de Katchari

**Environnement du profil**

**Localisation** : zone en défens  
**Position physiographique** : placage sableux  
**Etat de surface** : croûte de dessiccation

**Description morphologique des horizons**

- 0-15 cm Brun très pâle (10YR7/4) à l'état sec et brun jaunâtre (10YR5/6) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse ; structure peu développée avec des éléments fins et moyens ; consistance tendre ; pores très nombreux ; beaucoup de racines ; activité biologique assez bien développée ; transition distincte.
- 15-54 cm Brun jaunâtre (10YR 5/4 à sec et brun jaunâtre sombre (10YR 4/4) à l'état humide ; texture sablo-argileuse ; structure peu développée avec des éléments fins ; consistance peu dure ; pores nombreux très fins ; beaucoup de racines ; activité biologique bien développée ; transition graduelle.
- 54-100 cm Brun jaunâtre clair (10YR6/4) à l'état sec et brun jaunâtre(10YR 5/4) à l'état humide ; texture limono-argilo-sableuse ; structure peu développée ; activité biologique faiblement développée ; consistance dure.

**Profil pédologique du site S7**  
**(croûte de dessiccation en zone restaurée et protégée)**

**Lieu** : Site de Katchari

**Environnement du profil**

**Localisation** : zone en défens  
**Position physiographique** : placage sableux  
**Etat de surface** : croûte de dessiccation

**Description morphologique des horizons**

- 0-12 cm Brun jaunâtre clair (10YR6/4) à l'état sec et brun jaunâtre sombre (10YR4/4) à l'état humide ; texture sablo-limoneuse ; structure massive ; nombreux pores très fins et grossiers ; beaucoup de racines fines ; consistance dure ; activité biologique très bien développée ; transition distincte régulière.
- 12- 29 cm Brun pâle (10YR 6/3 à sec et brun jaunâtre sombre (10YR 4/4) à l'état humide ; texture sablo-argileuse ; structure massive ; consistance très dure ; pores nombreux très fins ; beaucoup de racines ; nombreux macropores ; activité biologique très bien développée ; transition distincte et régulière.
- 29-60 cm Brun pâle (10YR6/3) à sec et brun jaunâtre sombre (10YR4/4) à l'état humide ; texture limono-argilo-sableuse ; nombreux pores fins, très fins et larges ; nombreux macropores ; structure polyédrique angulaire ; consistance dure ; pas de racines ; activité biologique développée.
- 60-100 cm Brun jaunâtre clair (10YR5/4) à sec et brun jaunâtre sombre (10YR4/6) à l'état humide ; texture limono-argilo-sableuse ; structure polyédrique angulaire ; consistance dure ; nombreux pores très fins, fins et larges ; présence probable de nodules calcaires ; pas de racines ; activité biologique peu développée.



## **Annexe 2 : Analyse texturale**



## Profil pédologique S1

		0-18 cm	18-55 cm	55-70 cm	70-100 cm
		SL*	SA	SA	SA
Argile	(%)	8.66	20.54	28.49	27.45
Limon	(%)	21.81	13.82	12.49	10.62
Sable	(%)	69.53	65.64	59.02	61.95

## Profil pédologique S2

		0-5 cm	5-20 cm	20-31 cm	31-100 cm
		SL*	SL	SL	SA
Argile	(%)	4.55	5.29	5.72	24.86
Limon	(%)	15.25	16.50	19.03	13.08
Sable	(%)	80.20	78.21	75.25	62.06

\* SL : sablo-limoneux

\* SA : sablo-argileux

## Profil pédologique S3

		0-60 cm	60-78 cm	78-100 cm
		S*	SA	SA
Argile	(%)	5.16	22.09	25.24
Limon	(%)	12.35	9.48	9.63
Sable	(%)	82.49	68.43	65.13

## Profil pédologique S4

		0-8 cm	8-25 cm	25-60 cm	60-100 cm
		SL*	SL	SA	SA
Argile	(%)	4.30	9.22	17.60	18.70
Limon	(%)	11.38	11.51	5.06	6.33
Sable	(%)	84.32	79.27	77.34	74.97

\* S : sableux

\* SA : sablo-argileux

\* SL : sablo-limoneux

## Profil pédologique S5

		0-10 cm	10-30 cm	30-48 cm	48-100 cm
		S*	S	SL	LAS
Argile	(%)	4.25	6.00	15.50	36.10
Limon	(%)	10.95	12.98	34.38	39.00
Sable	(%)	84.80	81.02	50.12	24.90

## Profil pédologique S6

		0-15 cm	15-54 cm	54-100 cm
		SL*	SA	LAS
Argile	(%)	8.80	24.64	41.77
Limon	(%)	12.87	12.90	22.83
Sable	(%)	78.33	62.46	35.40

\* S : sableux

\* SA : sablo-argileux

\* SL : sablo-limoneux

\* LAS : limono-argilo-sableux

## Profil pédologique S7

		0-12 cm	12-29 cm	29-60 cm	60-100 cm
		SL*	SA	LAS	LAS
Argile	(%)	8.50	22.80	38.67	40.75
Limon	(%)	10.56	11.53	34.39	22.75
Sable	(%)	80.94	65.67	26.94	35.50

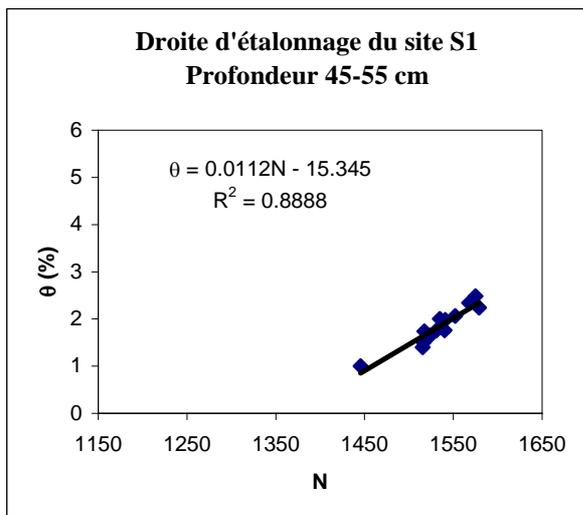
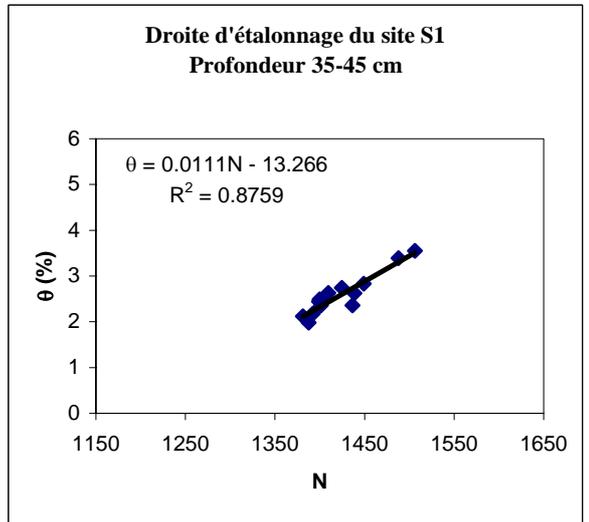
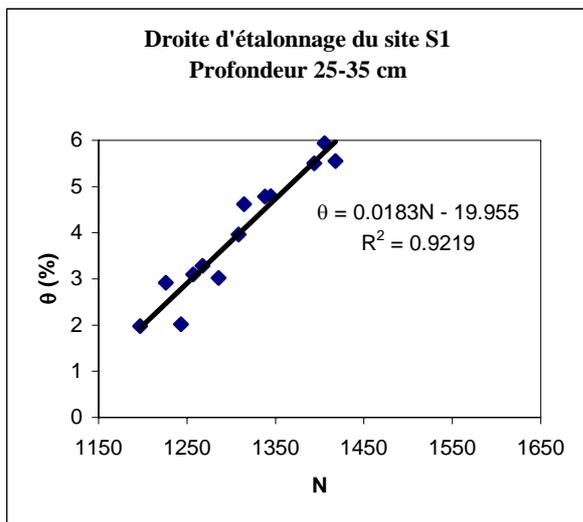
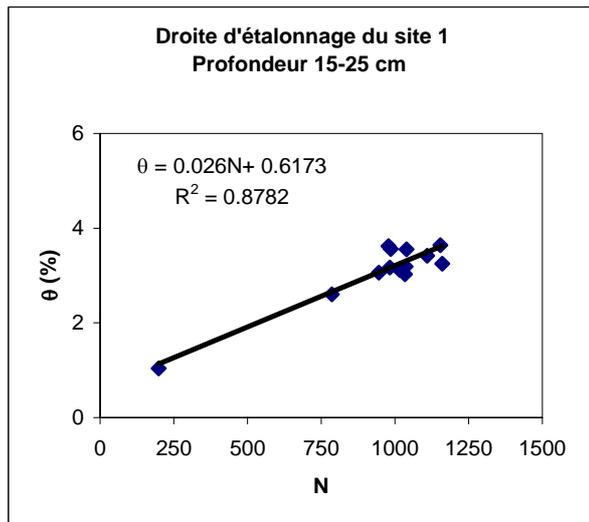
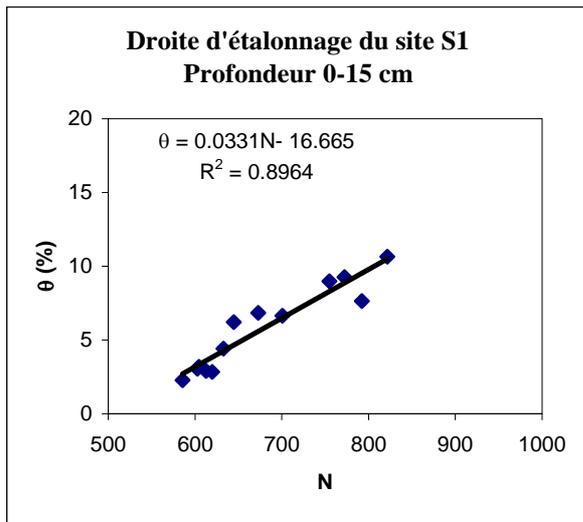
\* SL : sablo-limoneux

\* SA : sablo-argileux

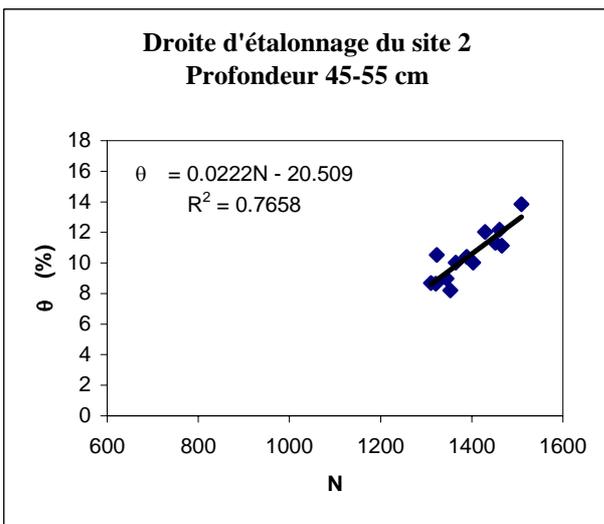
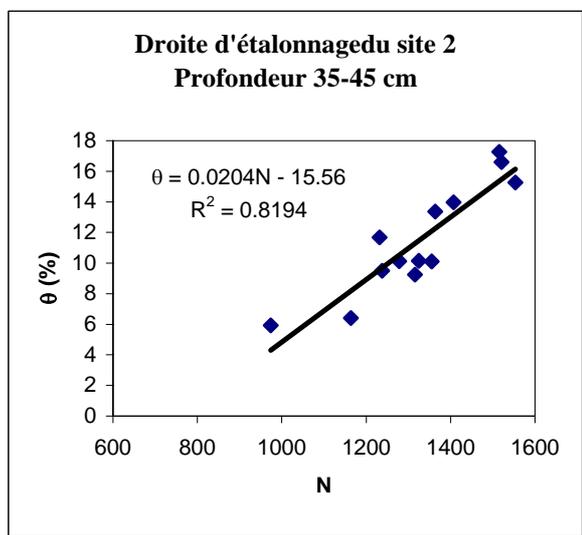
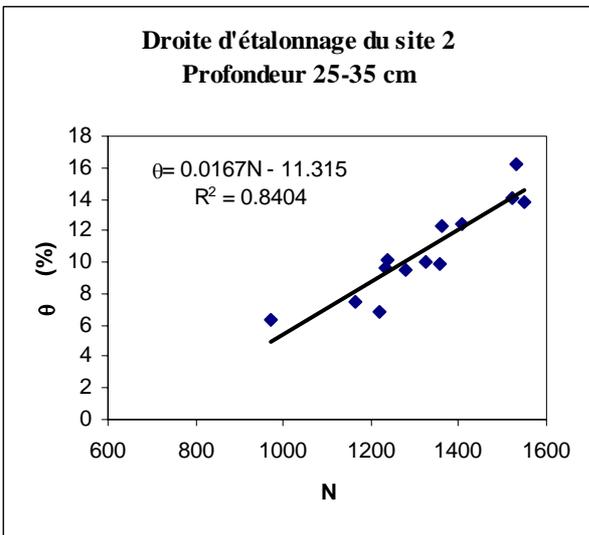
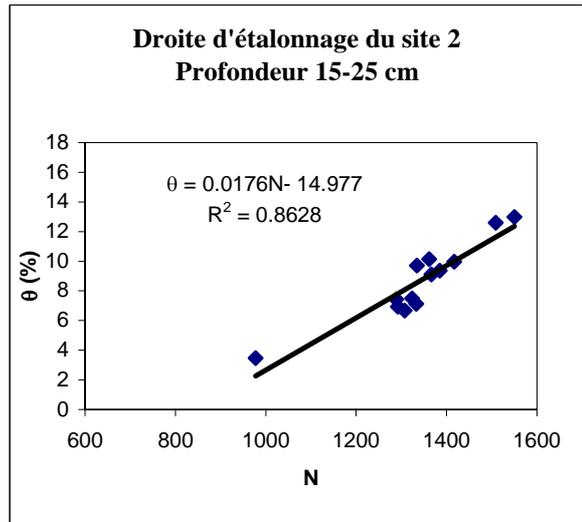
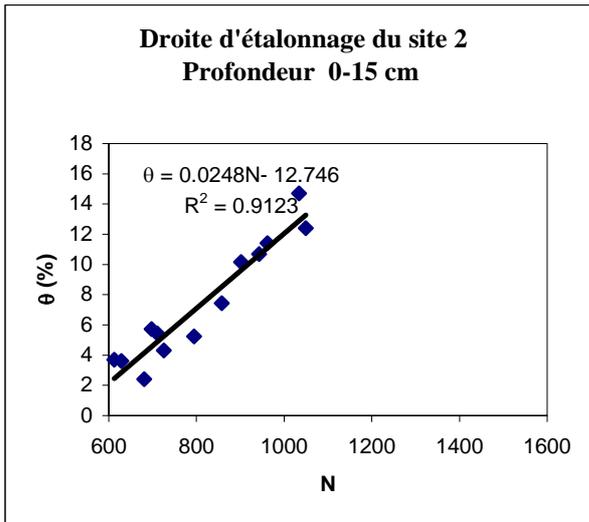
\* LAS : limono-argilo-sableux

## **Annexe 3 : Courbes d'étalonnage de la sonde à neutrons**

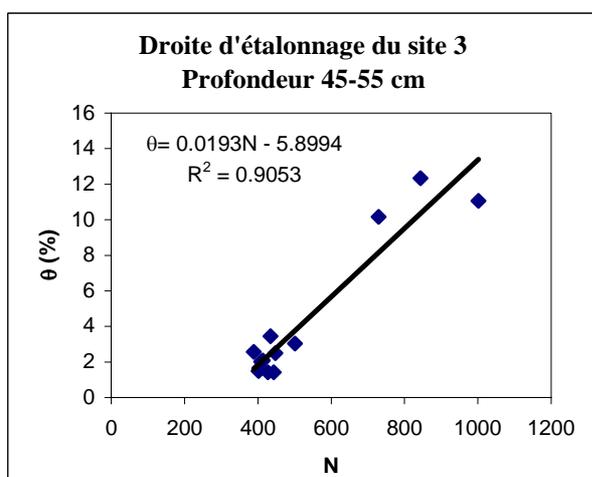
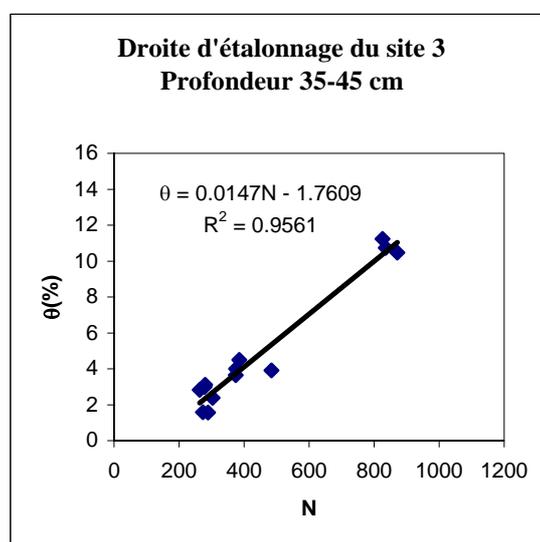
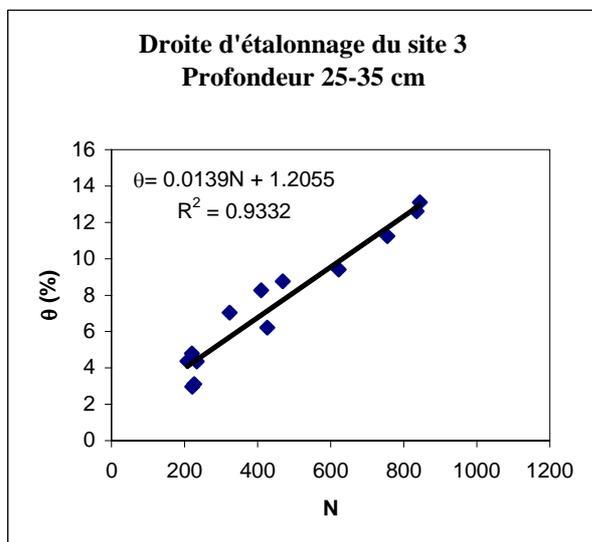
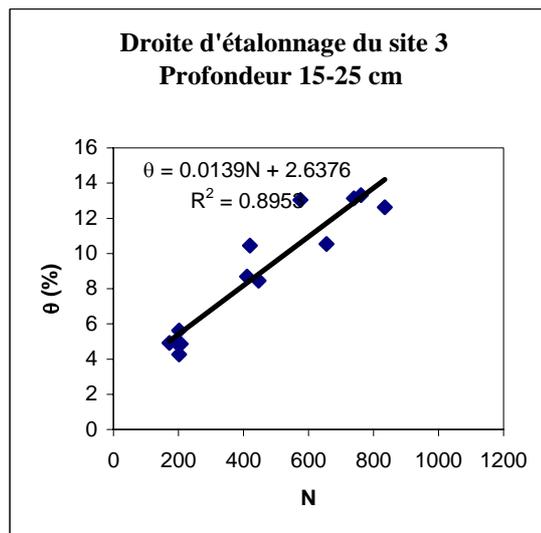
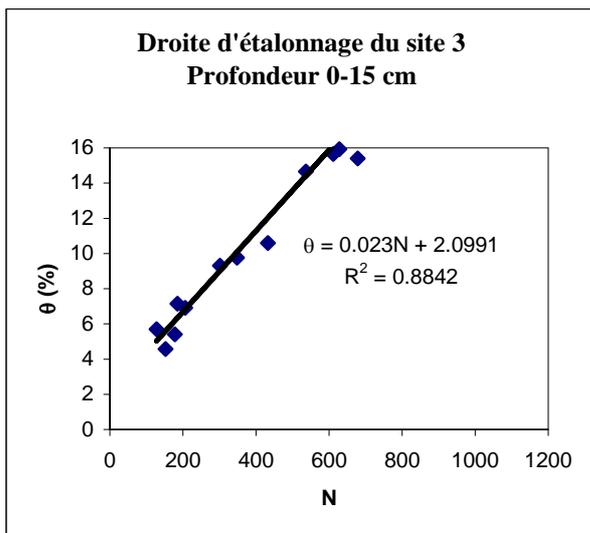




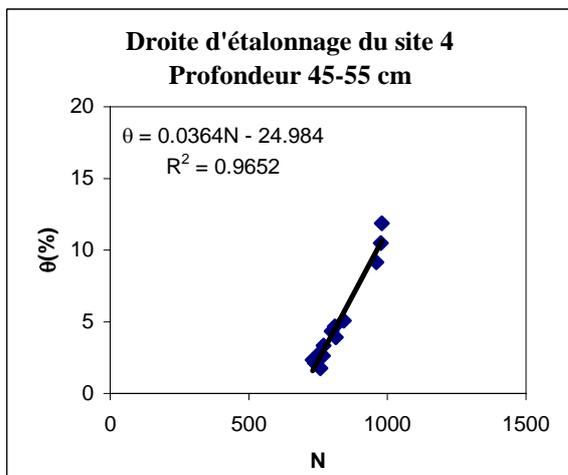
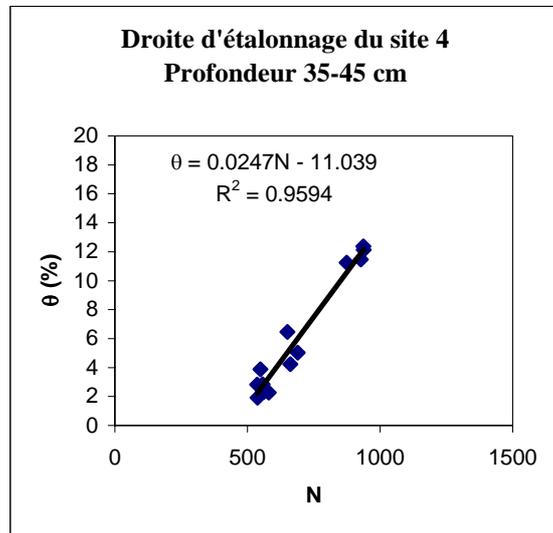
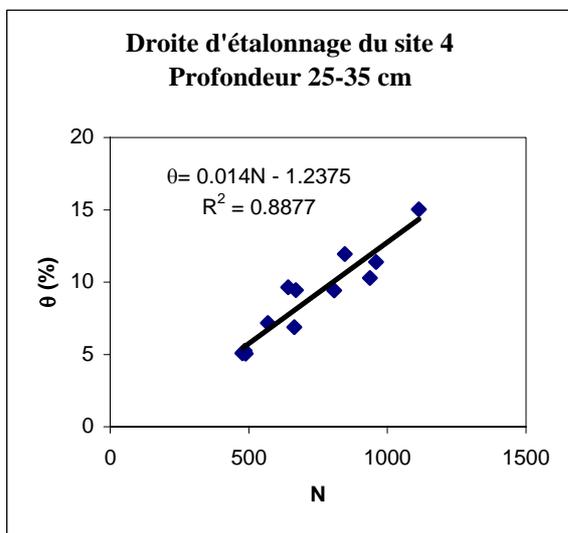
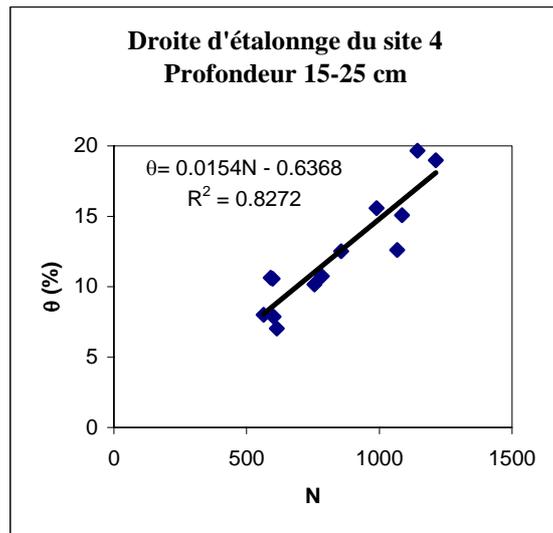
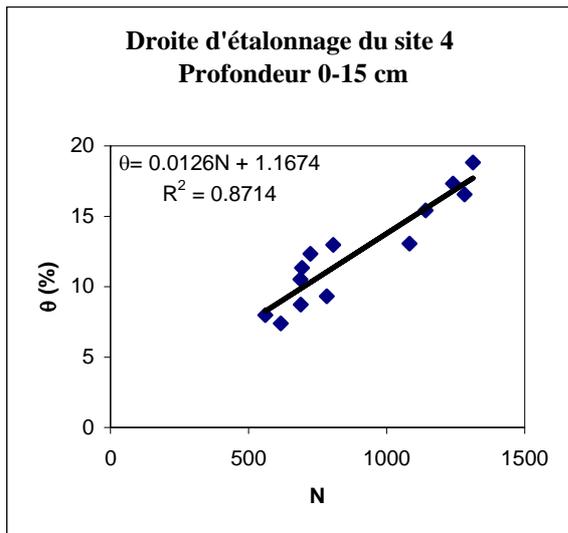
**Courbes d'étalonnage du site S1**



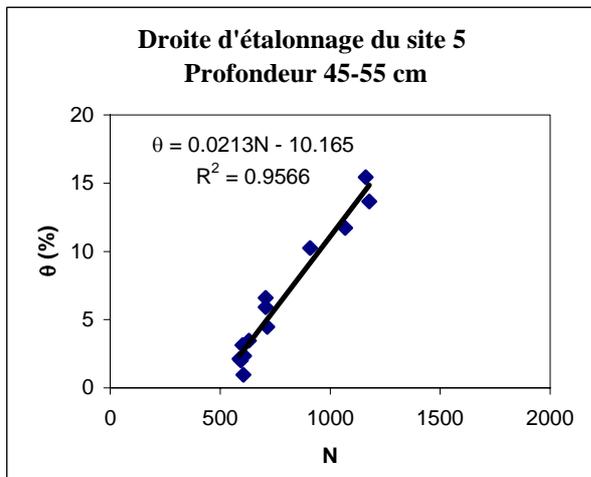
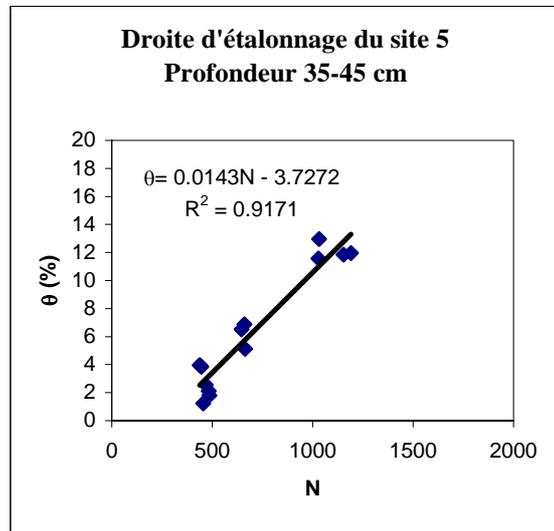
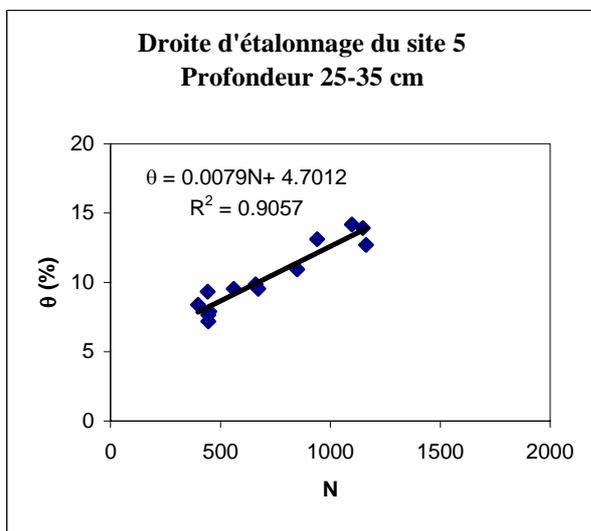
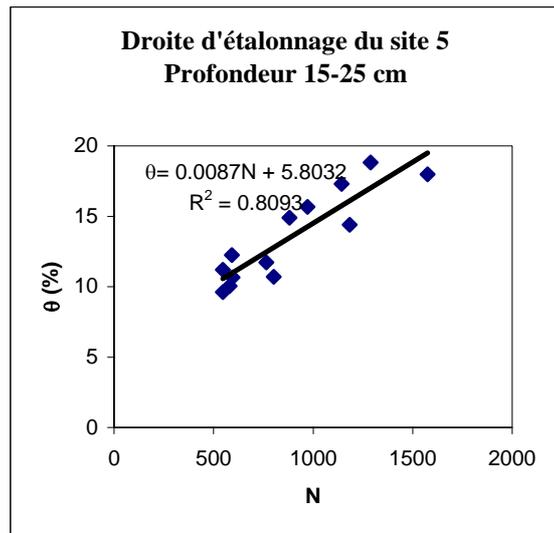
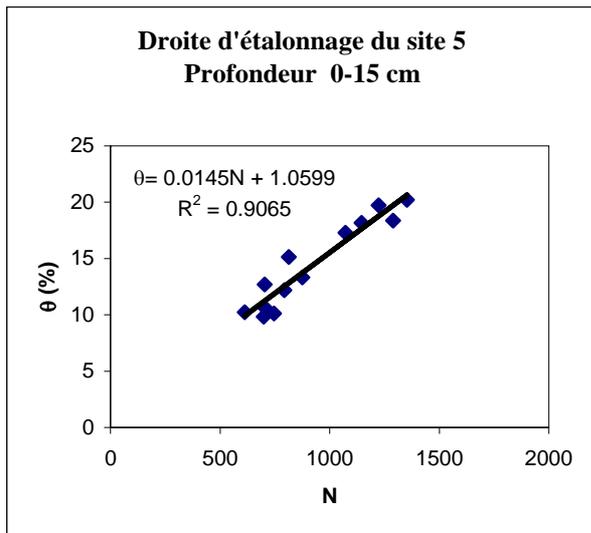
**Courbes d'étalonnage du site S2**



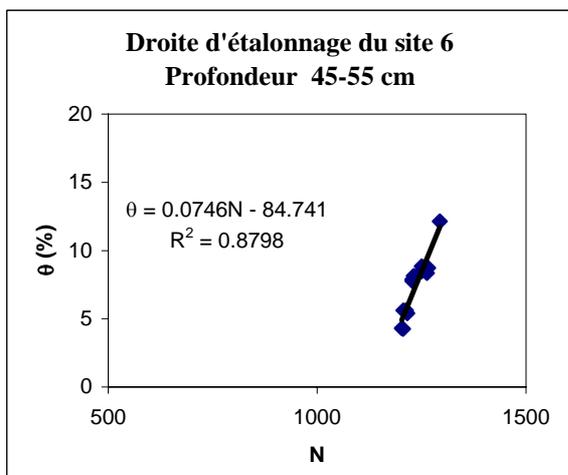
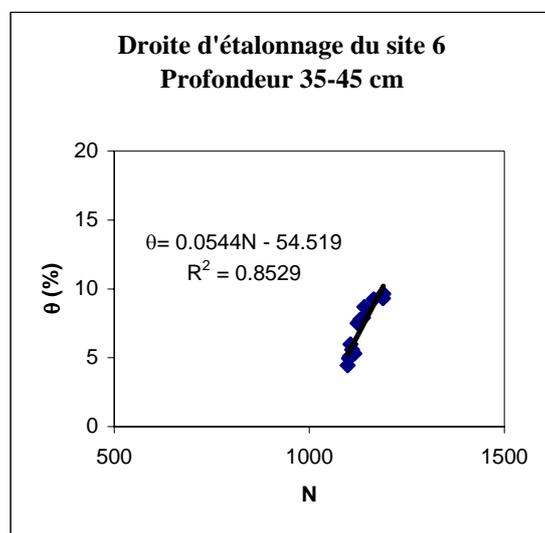
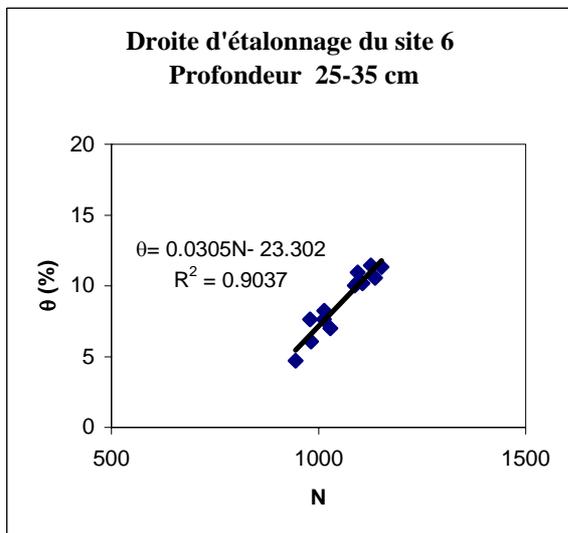
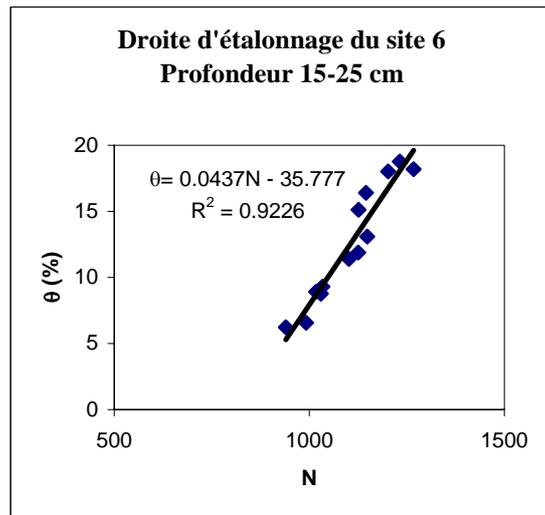
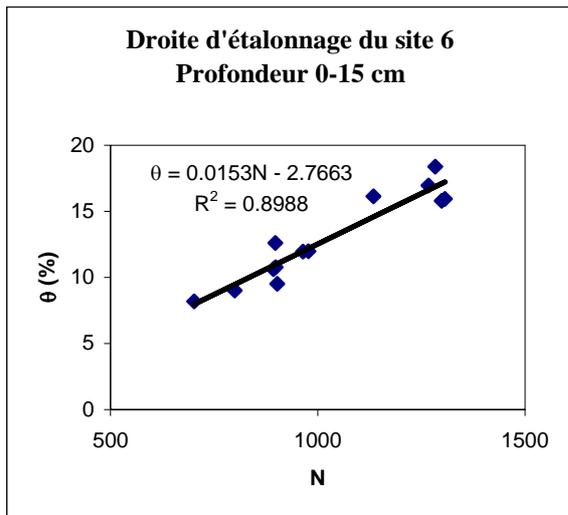
**Courbes d'étalonnage du site S3**



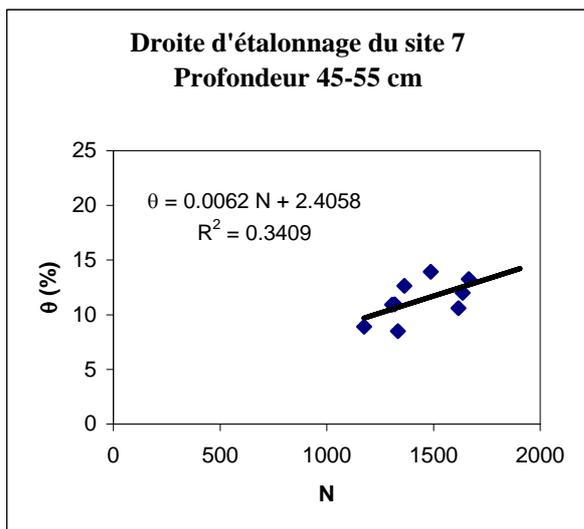
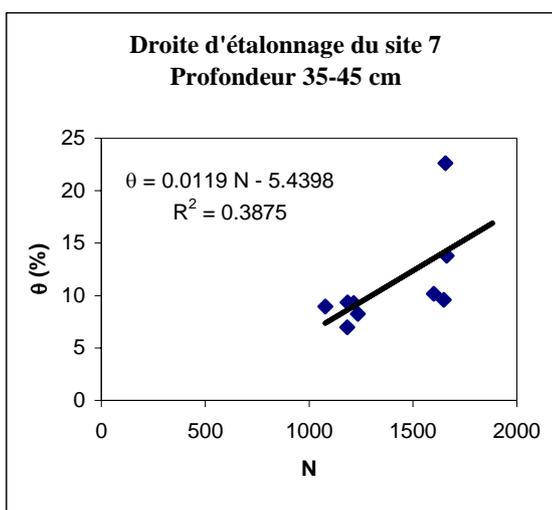
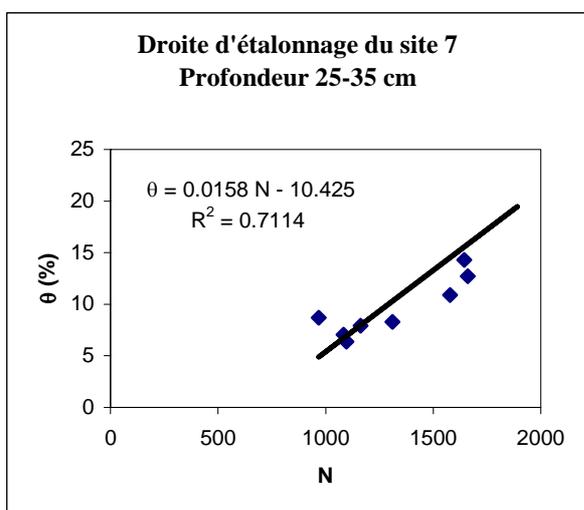
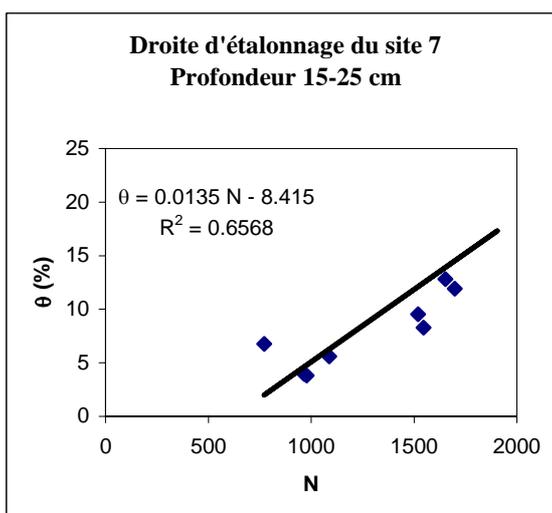
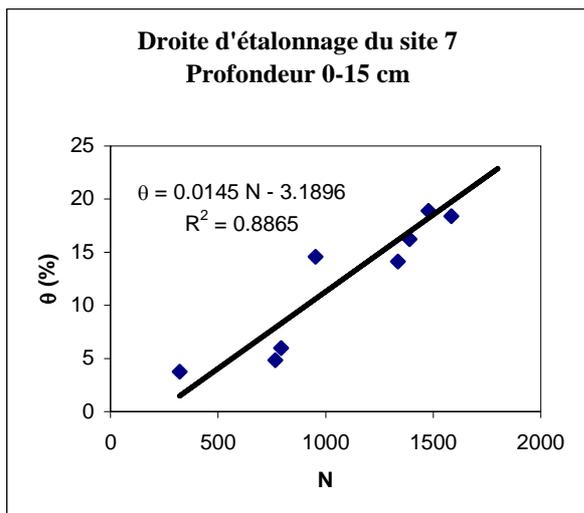
**Courbes d'étalonnage du site S4**



**Courbes d'étalonnage du site S5**



**Courbes d'étalonnage du site S6**



**Courbes d'étalonnage du site S7**



## **Annexe 4 : Etude du dessèchement**



S1				
Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	θ <sub>10 cm</sub> (%)
12.06.2004	1.4	10.7	12.8	10.1
13.06.2004	1.3	11.4	11.0	9.4
14.06.2004	1.2	11.9	10.1	9.1
15.06.2004	1.1	12.1	9.3	8.3
16.06.2004	1.1	12.5	8.6	8.0
17.06.2004	1.0	11.6	8.8	7.4
18.06.2004	1.0	12.1	8.0	7.4
19.06.2004	0.9	12.4	7.4	7.1
20.06.2004	0.8	11.6	7.3	6.7
21.06.2004	0.8	11.2	7.1	6.1
22.06.2004	0.7	12.0	6.1	5.3
23.06.2004	0.7	12.2	5.6	5.0
24.06.2004	0.6	11.6	5.4	4.6
25.06.2004	0.6	11.7	5.1	4.2
26.06.2004	0.6	12.2	4.5	4.5
27.06.2004	0.5	12.0	4.5	5.0
28.06.2004	0.5	12.1	4.3	4.8
29.06.2004	0.5	12.1	4.1	4.1
30.06.2004	0.5	11.7	4.2	3.8
01.07.2004	0.5	12.5	3.8	3.5
02.07.2004	0.5	12.5	3.7	3.2
03.08.2004	1.3	9.0	14.5	8.8
04.08.2004	1.1	11.1	10.1	7.8
05.08.2004	1.0	11.2	8.7	6.9
06.08.2004	0.8	11.6	7.2	5.5
07.08.2004	0.7	12.0	6.0	4.2
08.08.2004	0.6	12.2	5.1	4.4
09.08.2004	0.5	12.2	4.4	3.9
10.08.2004	0.5	12.4	3.7	3.7
11.08.2004	0.4	12.3	3.3	3.5
12.08.2004	0.4	12.3	2.9	3.3
13.08.2004	0.3	12.5	2.2	2.1
14.08.2004	0.2	12.5	1.9	2.1
15.08.2004	0.2	12.2	1.5	2.1

ETR: évapotranspiration réelle ; ET<sub>0</sub> : évapotranspiration de référence ; θ<sub>10 cm</sub> : humidité volumique à 10 cm

---

S2

---

Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	θ <sub>10 cm</sub> (%)
12.06.2004	1.7	10.7	16.1	11.5
13.06.2004	1.6	11.4	14.3	11.0
14.06.2004	1.5	11.9	13.0	10.3
15.06.2004	1.5	12.1	12.1	9.0
16.06.2004	1.4	12.5	11.1	8.1
17.06.2004	1.3	11.6	11.0	7.8
18.06.2004	1.2	12.1	10.2	7.7
19.06.2004	1.2	12.4	9.4	7.3
20.06.2004	1.0	11.6	8.8	7.0
21.06.2004	1.0	11.2	8.6	6.9
22.06.2004	1.0	12.0	8.6	6.0
23.06.2004	1.0	12.2	8.1	5.8
24.06.2004	0.9	11.6	8.1	5.2
25.06.2004	0.9	11.7	7.7	4.3
26.06.2004	0.9	12.2	7.2	5.7
27.06.2004	0.9	12.0	7.1	5.3
28.06.2004	0.8	12.1	6.8	5.0
29.06.2004	0.8	12.1	6.6	4.7
30.06.2004	0.8	11.7	6.5	4.0
01.07.2004	0.7	12.5	5.8	3.4
02.07.2004	0.7	12.5	5.6	3.0
03.08.2004	1.7	9.0	19.2	11.4
04.08.2004	1.5	11.1	13.1	10.7
05.08.2004	1.2	11.2	11.1	10.1
06.08.2004	1.1	11.6	9.1	9.3
07.08.2004	0.9	12.0	7.3	8.8
08.08.2004	0.8	12.2	6.2	8.0
09.08.2004	0.7	12.2	5.5	7.9
10.08.2004	0.6	12.4	4.8	6.0
11.08.2004	0.5	12.3	4.1	5.4
12.08.2004	0.5	12.3	3.7	4.5
13.08.2004	0.4	12.5	3.2	3.9
14.08.2004	0.4	12.5	3.0	3.8
15.08.2004	0.3	12.2	2.7	3.7

---

## S3

Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	θ <sub>10 cm</sub> (%)
12.06.2004	2.1	10.7	19.3	15.1
13.06.2004	2.0	11.4	17.9	14.7
14.06.2004	2.0	11.9	16.7	13.9
15.06.2004	1.9	12.1	16.0	13.0
16.06.2004	1.9	12.5	14.8	12.0
17.06.2004	1.7	11.6	14.4	11.0
18.06.2004	1.7	12.1	14.0	10.0
19.06.2004	1.7	12.4	13.6	9.4
20.06.2004	1.5	11.6	12.8	7.4
21.06.2004	1.4	11.2	12.7	6.9
22.06.2004	1.4	12.0	11.6	6.0
23.06.2004	1.3	12.2	10.7	5.4
24.06.2004	1.3	11.6	11.1	4.7
25.06.2004	1.2	11.7	10.4	4.1
26.06.2004	1.1	12.2	9.2	5.1
27.06.2004	1.1	12.0	9.0	4.9
28.06.2004	1.0	12.1	8.5	4.3
29.06.2004	1.0	12.1	8.3	4.0
30.06.2004	0.9	11.7	7.3	3.2
01.07.2004	0.8	12.5	6.7	2.6
02.07.2004	0.8	12.5	6.1	2.2
03.08.2004	3.3	9.0	36.7	15.1
04.08.2004	3.1	11.1	28.3	13.6
05.08.2004	3.0	11.2	26.6	11.5
06.08.2004	2.8	11.6	24.5	9.7
07.08.2004	2.7	12.0	22.5	8.2
08.08.2004	2.6	12.2	21.2	7.6
09.08.2004	2.5	12.2	20.2	6.7
10.08.2004	2.4	12.4	19.1	6.6
11.08.2004	2.3	12.3	18.6	5.8
12.08.2004	2.2	12.3	18.1	4.4
13.08.2004	2.2	12.5	17.4	3.5
14.08.2004	2.1	12.5	17.1	3.4
15.08.2004	2.1	12.2	17.2	3.1

## S4

Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	θ <sub>10 cm</sub> (%)
12.06.2004	1.7	10.7	15.7	13.1
13.06.2004	1.6	11.4	13.6	12.4
14.06.2004	1.4	11.9	12.1	12.0
15.06.2004	1.4	12.1	11.3	11.0
16.06.2004	1.3	12.5	10.3	10.5
17.06.2004	1.1	11.6	9.6	9.8
18.06.2004	1.1	12.1	8.9	9.3
19.06.2004	1.0	12.4	8.1	9.0
20.06.2004	0.9	11.6	7.7	8.2
21.06.2004	0.9	11.2	7.8	7.8
22.06.2004	0.9	12.0	7.3	7.1
23.06.2004	0.9	12.2	7.1	6.5
24.06.2004	0.8	11.6	7.2	5.8
25.06.2004	0.8	11.7	7.0	4.9
26.06.2004	0.8	12.2	6.5	6.2
27.06.2004	0.8	12.0	6.5	5.8
28.06.2004	0.8	12.1	6.3	5.3
29.06.2004	0.7	12.1	6.1	4.8
30.06.2004	0.7	11.7	6.3	4.3
01.07.2004	0.7	12.5	5.8	3.9
02.07.2004	0.7	12.5	5.4	3.6
03.08.2004	1.9	9.0	20.7	9.4
04.08.2004	1.7	11.1	15.4	8.8
05.08.2004	1.5	11.2	13.6	6.3
06.08.2004	1.4	11.6	11.8	5.9
07.08.2004	1.2	12.0	10.2	5.1
08.08.2004	1.1	12.2	9.2	4.8
09.08.2004	1.0	12.2	8.2	4.7
10.08.2004	0.9	12.4	7.4	4.1
11.08.2004	0.8	12.3	6.5	3.9
12.08.2004	0.7	12.3	5.8	3.7
13.08.2004	0.6	12.5	5.1	3.5
14.08.2004	0.6	12.5	4.6	3.5
15.08.2004	0.5	12.2	4.1	3.5

## S5

Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	θ <sub>10 cm</sub> (%)
12.06.2004	2.2	10.7	20.8	13.8
13.06.2004	2.0	11.4	17.8	13.3
14.06.2004	1.9	11.9	15.9	12.8
15.06.2004	1.8	12.1	14.6	12.0
16.06.2004	1.7	12.5	13.2	11.3
17.06.2004	1.5	11.6	13.1	10.8
18.06.2004	1.5	12.1	12.4	10.5
19.06.2004	1.4	12.4	11.5	9.6
20.06.2004	1.3	11.6	11.3	8.8
21.06.2004	1.2	11.2	11.0	8.1
22.06.2004	1.2	12.0	10.2	7.6
23.06.2004	1.2	12.2	9.7	6.8
24.06.2004	1.2	11.6	10.0	6.2
25.06.2004	1.1	11.7	9.4	5.8
26.06.2004	1.1	12.2	8.9	6.5
27.06.2004	1.1	12.0	8.9	6.1
28.06.2004	1.0	12.1	8.6	5.6
29.06.2004	1.0	12.1	8.4	5.1
30.06.2004	1.0	11.7	8.5	4.6
01.07.2004	1.0	12.5	7.6	4.1
02.07.2004	0.9	12.5	7.3	3.5
03.08.2004	3.0	9.0	32.9	15.2
04.08.2004	2.6	11.1	23.9	12.8
05.08.2004	2.4	11.2	21.2	10.1
06.08.2004	2.1	11.6	18.4	8.8
07.08.2004	1.9	12.0	16.1	7.6
08.08.2004	1.8	12.2	14.5	7.4
09.08.2004	1.6	12.2	13.3	6.5
10.08.2004	1.5	12.4	12.1	5.4
11.08.2004	1.4	12.3	11.6	5.4
12.08.2004	1.3	12.3	10.6	4.8
13.08.2004	1.2	12.5	9.9	4.3
14.08.2004	1.1	12.5	9.1	3.7
15.08.2004	1.1	12.2	8.9	3.1

## S6

Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	$\theta_{10\text{ cm}}$ (%)
12.06.2004	2.4	10.7	22.7	13.7
13.06.2004	2.2	11.4	19.5	13.0
14.06.2004	2.1	11.9	17.4	12.1
15.06.2004	2.0	12.1	16.2	11.7
16.06.2004	1.8	12.5	14.7	11.3
17.06.2004	1.7	11.6	14.2	10.8
18.06.2004	1.7	12.1	13.6	10.2
19.06.2004	1.6	12.4	13.0	9.5
20.06.2004	1.5	11.6	13.2	9.0
21.06.2004	1.5	11.2	13.4	8.3
22.06.2004	1.5	12.0	12.9	7.8
23.06.2004	1.5	12.2	12.5	7.0
24.06.2004	1.5	11.6	13.1	6.3
25.06.2004	1.5	11.7	12.9	5.7
26.06.2004	1.5	12.2	12.3	7.9
27.06.2004	1.5	12.0	12.4	7.1
28.06.2004	1.5	12.1	12.3	6.1
29.06.2004	1.5	12.1	12.3	5.3
30.06.2004	1.5	11.7	12.5	4.6
01.07.2004	1.5	12.5	11.6	3.8
02.07.2004	1.4	12.5	11.4	3.4
03.08.2004	3.4	9.0	37.9	16.5
04.08.2004	3.3	11.1	29.4	16.0
05.08.2004	3.1	11.2	27.9	15.0
06.08.2004	3.0	11.6	25.9	14.3
07.08.2004	2.9	12.0	24.2	13.7
08.08.2004	2.8	12.2	22.9	11.3
09.08.2004	2.7	12.2	21.2	9.0
10.08.2004	2.6	12.4	22.1	8.4
11.08.2004	2.5	12.3	20.7	7.1
12.08.2004	2.5	12.3	20.1	5.9
13.08.2004	2.4	12.5	19.3	5.5
14.08.2004	2.3	12.5	18.6	4.0
15.08.2004	2.3	12.2	18.4	3.3

---

S7

---

Date	ETR (mm/j)	ET <sub>0</sub> (mm/j)	ETR/ET <sub>0</sub> (%)	θ <sub>10 cm</sub> (%)
12.06.2004	2.5	10.7	23.1	15.0
13.06.2004	2.2	11.4	19.3	14.4
14.06.2004	2.0	11.9	16.5	13.8
15.06.2004	1.8	12.1	14.9	13.2
16.06.2004	1.7	12.5	13.2	12.6
17.06.2004	1.6	11.6	13.5	11.3
18.06.2004	1.5	12.1	12.4	10.7
19.06.2004	1.4	12.4	11.7	9.7
20.06.2004	1.4	11.6	11.9	9.2
21.06.2004	1.3	11.2	11.9	8.8
22.06.2004	1.3	12.0	10.9	8.1
23.06.2004	1.3	12.2	10.4	7.3
24.06.2004	1.2	11.6	10.7	6.5
25.06.2004	1.2	11.7	10.4	5.7
26.06.2004	1.2	12.2	9.7	7.8
27.06.2004	1.2	12.0	9.7	7.6
28.06.2004	1.2	12.1	9.5	7.0
29.06.2004	1.1	12.1	9.3	5.9
30.06.2004	1.1	11.7	9.4	5.0
01.07.2004	1.1	12.5	8.5	4.2
02.07.2004	1.0	12.5	8.3	3.6
03.08.2004	3.4	9.0	37.3	16.5
04.08.2004	3.1	11.1	28.2	15.2
05.08.2004	2.9	11.2	25.8	14.9
06.08.2004	2.7	11.6	22.9	14.9
07.08.2004	2.5	12.0	20.6	14.2
08.08.2004	2.3	12.2	18.8	13.1
09.08.2004	2.1	12.2	17.3	12.9
10.08.2004	2.0	12.4	15.8	12.6
11.08.2004	1.8	12.3	14.8	11.6
12.08.2004	1.7	12.3	13.7	10.9
13.08.2004	1.6	12.5	12.5	10.1
14.08.2004	1.5	12.5	11.6	7.5
15.08.2004	1.3	12.2	11.0	4.9

---



Dial Niang  
de nationalité sénégalaise

## FORMATION

---

- Cycle Postgrade en Hydrologie et Gestion des Ressources en Eau (1999-2001), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse)
- Certificat de Spécialisation en Hydraulique Agricole (1997-1998), Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne (Suisse)
- DESS en Hydraulique Agricole (1997-1998), Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural de Ouagadougou (Burkina Faso)
- Ingénieur Hydrologue (1992-1995), Centre Régional de Formation et d'Application en Agrométéorologie et Hydrologie Opérationnelle de Niamey (Niger)
- Technicien Supérieur Hydrologue (1986-1988), Centre Régional de Formation et d'Application en Agrométéorologie et Hydrologie Opérationnelle de Niamey (Niger)

## PUBLICATIONS ET PARTICIPATION A DES CONGRES

---

- Niang, D., 1987. Elaboration des Courbes Intensités-Durées-Fréquences de la ville de Tillabéry au Niger, Journal Agrhymet.
- Niang, D., 2002. Fonctionnement hydrique de différents types de formations éoliennes dans le Sahel Burkinabé. Communication présentée dans le cadre des «2èmes Journées scientifiques du Groupe EIER-ETSHER », Ouagadougou.
- Niang, D., Mermoud, A., Yacouba, H., Karambiri, H., 2004. Fonctionnement hydrique de différents types de formations éoliennes dans le Sahel Burkinabè. Journal Sud Sciences Technologies 12, 4-12.

## EXPERIENCE PROFESSIONNELLE

---

- Janvier-Octobre 2000 : Stage à l'IRD du Burkina Faso
- 1998-1999 : Stagiaire d'appui à la Recherche à l'Ecole Inter-Etats d'Ingénieurs de l'Équipement Rural de Ouagadougou (Burkina Faso)
- Mars-Avril 1992 : Stage sur les Nouvelles Technologies en Hydrologie à l'IRD de Montpellier
- 1990-1992 : Contractuel au Département d'Hydrologie du Ministère de l'Hydraulique du Sénégal.