



UNIVERSITÉ DE  
GRENOBLE

UNIVERSITE ABDOU MOUMOUNI  
DE NIAMEY

## THÈSE

Pour obtenir le grade de

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE GRENOBLE et  
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ ABDOU MOUMOUNI DE  
NIAMEY**

**préparée dans le cadre d'une cotutelle entre l'Université de  
Grenoble et l'Université Abdou Moumouni de Niamey**

Spécialité : **Océan Atmosphère et Hydrologie**

Arrêté ministériel : 7 août 2006

Présentée par

**Moussa MALAM ABDOU**

Thèse dirigée par **Luc DESCROIX** et **Ibrahim BOUZOU MOUSSA**  
codirigée par **Jean-Pierre VANDERVAERE**

préparée au sein du **Laboratoire d'étude des Transferts en  
Hydrologie et Environnement (LTHE, UMR 5564, CNRS-Grenoble  
INP-IRD-UJF)** et du **Département de Géographie (FLSH-UAM)**

dans **l'École Doctorale Terre Univers Environnement** et à la  
**Faculté des Lettres et Sciences Humaines**

**Etats de surface et fonctionnement  
hydrodynamique multi-échelles des bassins  
sahéliens ; études expérimentales en zones  
cristalline et sédimentaire**

Thèse soutenue publiquement le **21 février 2014**,  
devant le jury composé de :

**Mme. Emmanuèle GAUTIER-COSTARD**

Professeure, Laboratoire de Géographie Physique (Paris I), Présidente

**M. Pierre RIBSTEIN**

Professeur, Université Pierre et Marie Curie (Paris VI), Rapporteur

**M. Pierre GENTHON**

Directeur de Recherche, IRD, Hydrosociences (Montpellier), Rapporteur

**M. Karimou Jean-Marie AMBOUTA**

Professeur, Université Abdou Moumouni (Niamey), Examineur

**M. Christophe PEUGEOT**

Chargé de Recherche, IRD, Hydrosociences (Montpellier), Examineur

**M. Luc DESCROIX**

Directeur de Recherche, IRD, LTHE (Grenoble), Directeur

**M. Ibrahim BOUZOU MOUSSA**

Professeur, Université Abdou Moumouni (Niamey), Directeur

**M. Jean-Pierre VANDERVAERE**

Maitre de conférences, Université Joseph Fourier, LTHE (Grenoble), Directeur



A la mémoire de ma mère

A mon père

A mon épouse

A mes frères et sœurs

## Table des matières

Tables des variables utilisées	viii
Sigles et abréviations	xi
Avant-propos	xiii
Remerciements	xiv
Résumé	xvii
Abstract	xix
Introduction générale	1
<b>1<sup>ère</sup> Partie</b>	<b>3</b>
Chapitre 1. Contexte scientifique et état de l’art	5
1.1. Contexte et problématique	5
1.2. Etat de connaissances	6
1.3. Les objectifs	12
1.4. Les hypothèses	13
1.5. Les difficultés rencontrées au cours de la thèse	13
Conclusion	14
Chapitre 2. Milieux biophysique de la zone d’étude	15
2.1. Géologie et paléoclimat	15
2.2. Les héritages morpho-climatiques	17
2.3. Les sols	19
2.4. Les caractéristiques actuelles du climat	20
2.4.1. Point sur la mousson africaine	20
2.4.2. Variabilité interannuelle de la pluie	21
2.4.3. Evénements pluviométriques extrêmes et intenses	22
Conclusion	23
Chapitre 3. Etats de surface et hydrologie de l’ouest du Niger	25
3.1. Les états de surface du sol	25
3.2. L’hydrologie de l’ouest du Niger	31
3.3. Réactions des systèmes hydrologiques aux changements d’états de surface et du climat	32
3.4. Les sites d’étude et leurs caractéristiques	34
Conclusion	41
Chapitre 4. Démographie, occupation des terres et hydrodynamiques des sols	43
4.1. Caractéristiques démographiques de la région de Tillabéry	43
4.2. L’occupation des sols de la région de Tillabéry	44
4.2.1. L’espace agricole de la région de Tillabéry	44
4.2.2. Utilisation des sols et système de production agricole	45
4.2.3. Facteurs de mutation de l’espace agricole	46
4.3. De l’usage à l’encroûtement des espaces cultivés	50
Conclusion	50
Synthèse de la première partie	51
<b>2<sup>ème</sup> Partie</b>	<b>53</b>
Chapitre 5. Théories sur les processus et variables décrivant l’hydrodynamique du sol	55
5.1. Généralités sur le sol	55
5.2. Dynamique de l’eau dans le sol	56
5.3. Les variables caractéristiques de l’hydrodynamique du sol	58
5.3.1. La conductivité hydraulique	58
5.3.2. La sorptivité capillaire	58

5.3.3. Le temps de saturation du sol (Ts) -----	58
5.3.4. Temps et longueurs caractéristiques de l'infiltration -----	59
5.4. Les relations caractéristiques -----	61
5.4.1. La courbe de conductivité -----	61
5.4.2. La courbe de rétention -----	62
5.5. Les Equations d'infiltration -----	63
5.5.1. L'Equation de Green et Ampt -----	63
5.5.2. La solution de Philip -----	64
Conclusion -----	64
Chapitre 6. Infiltration : matériel et méthodes de mesure in situ -----	65
6.1. Matériels de mesure d'infiltration -----	65
6.1.1. L'infiltromètre à disque (ou à succion contrôlée) -----	65
6.1.2. Le tensio-infiltromètre -----	66
6.2. Protocoles de mesures -----	69
6.2.1. Les mesures dans l'espace -----	69
6.2.2. Suivi temporel des propriétés hydrodynamiques -----	70
6.3. Dépouillement des essais d'infiltration -----	71
6.3.1. Les essais réalisés sur le site sédimentaire -----	71
6.3.1.1. Multi-rayons en régime permanent -----	72
6.3.1.2. Multi-potentiels en régime permanent -----	73
6.3.2. Les essais réalisés sur le site cristallin -----	74
6.3.2.1. Multi-rayons en régime transitoire -----	74
6.3.2.2. Mono test en régime transitoire -----	76
6.3.2.3. Mono test en régime permanent -----	76
6.3.2.4. Le dépouillement de la tensio-infiltrométrie -----	77
Conclusion -----	79
Chapitre 7. Détermination des propriétés hydrodynamiques par la simulation de pluies -----	81
7.1. Le saturomètre -----	81
7.1.1. Description de l'appareil -----	82
7.1.2. Fonctionnement de l'appareil -----	82
7.1.2.1. Choix de l'intensité -----	82
7.1.2.2. Mise en place du dispositif et démarrage de l'essai -----	83
7.1.2.3. Observation et mesures -----	84
7.1.3. Détermination des Ks et S avec le saturomètre -----	84
7.1.4. Atouts et faiblesse du saturomètre -----	86
Conclusion -----	86
Chapitre 8. Mesure de ruissellement sur parcelles expérimentales -----	87
8.1. Le ruissellement -----	87
8.2. Genèse du ruissellement -----	88
8.3. Quelques méthodes de prédiction du ruissellement utilisées au Sahel -----	89
8.4. Méthode de prédiction utilisée : la méthode de Green et Ampt -----	91
8.4.1. Détermination du ruissellement par la méthode de Green et Ampt (G.A.) -----	92
8.4.2. Prise en compte de l'évolution des états de surface avec la méthode de Green et Ampt -----	93
8.5. Dispositif de mesures du ruissellement -----	93
8.6. Méthode de calcul du coefficient de ruissellement -----	95
Conclusion -----	95
Chapitre 9. Mesure et production de l'écoulement à l'échelle des bassins versants -----	97
9.1. L'écoulement -----	97

9.2. Mesure expérimentale de l'écoulement-----	97
9.2.1. Les stations de mesure-----	97
9.2.2. Détermination des débits et tarage des stations du site cristallin-----	99
9.2.3. Calcul du coefficient d'écoulement-----	103
9.3. Les temps caractéristiques-----	103
9.4. Méthodes de production et de transfert d'écoulement utilisée sur les bassins-----	104
Conclusion-----	105
Synthèse de la deuxième partie-----	107
<b>3<sup>ème</sup> Partie -----</b>	<b>109</b>
Chapitre 10. Hydrodynamique du sol à l'échelle ponctuelle -----	111
10.1. Les propriétés hydrodynamiques des sols en zone sédimentaire -----	111
10.1.1. La conductivité hydraulique -----	111
10.1.1.1. Résultats d'analyse en multi-rayons (MR)-----	111
10.1.1.2. Résultats d'analyse en multi-potentiels (MP) -----	114
10.1.1.3. Calcul des valeurs finales de conductivité pour les états de surface du site sédimentaire-----	115
10.1.2. Détermination de quelques grandeurs caractéristiques sur le site sédimentaire -----	118
10.2. L'hydrodynamique des sols en zone cristalline-----	119
10.2.1. Les propriétés hydrodynamiques déterminées par l'étude de l'infiltration -----	120
10.2.1.1. La conductivité hydraulique en surface et en subsurface-----	120
10.2.1.1.1. Évolution saisonnière de la conductivité -----	124
10.2.1.1.1.1. Evolution de la conductivité sur ST (jachère)-----	125
10.2.1.1.1.2. Evolution de la conductivité sur l'état de surface Cultural (champ)-----	126
10.2.1.2. La sorptivité capillaire -----	130
10.2.1.2.1. Effet de l'humidité initiale sur la sorptivité -----	130
10.2.1.2.2 Poids des termes gravitaire et capillaire des sols étudiés-----	133
10.2.1.3. Etude comparée de l'hydrodynamique ponctuelle en zones cristalline et sédimentaire -----	135
10.2.1.3.1. La conductivité hydraulique-----	135
10.2.1.3.2. Les autres propriétés hydrodynamiques du sol -----	137
10.2.2. Les propriétés hydrodynamiques déterminées par la simulation de pluies (avec le saturomètre) -----	138
10.2.2.1. Effet de la teneur en eau initiale sur le temps de saturation-----	139
10.2.2.2. Temps de saturation selon les états de surface -----	140
10.2.2.3. Caractérisations par ajustement de la relation $T_s$ ( $I_p$ )-----	142
10.2.2.4. Relation entre temps de saturation et temps d'apparition du ruissellement -----	147
Conclusion-----	148
Chapitre 11. Analyse du ruissellement en nappe mesuré sur les parcelles expérimentales -----	151
11.1. Représentativité des données mesurées -----	151
11.1.1. Caractéristiques et homogénéité des parcelles du site cristallin -----	151
11.1.2. Caractéristiques et homogénéité des parcelles du site sédimentaire -----	155
11.2. Ruissellement par état de surface-----	157
11.2.1. Ruissellement et relation pluie lame ruisselée sur le site cristallin-----	157
11.2.2. Ruissellement et relation pluie lame ruisselée sur le site sédimentaire-----	160
11.3. Etude comparée du ruissellement par état de surface sur les sites cristallin et sédimentaire	161
11.3.1. Influence de la teneur en eau du sol avant la pluie sur la genèse du ruissellement -----	161
11.3.2. Comparaison du ruissellement par état de surface sur les sites cristallin et sédimentaire -----	163

Conclusion-----	168
Chapitre 12. Réponse hydrologique des bassins versants expérimentaux-----	169
12.1. Caractéristiques et réponse hydrologique des bassins du site cristallin -----	169
12.1.1. Distribution spatiale et proportion des états de surface sur les bassins cristallins-----	169
12.1.2. Ecoulement et relation pluie-lame écoulée sur les bassins cristallins -----	173
12.1.3. Influence de la teneur en eau initiale sur l'écoulement -----	175
12.1.4. Réponse hydrologique des bassins du site cristallin -----	176
12.2. Caractéristiques et réponse hydrologique des bassins du site sédimentaire -----	177
12.2.1. Cartographie des états de surface des bassins du site sédimentaire -----	177
12.2.2. Ecoulement et relation pluie-lame écoulée sur les bassins sédimentaire-----	181
12.2.3. Réponse hydrologique des bassins du site sédimentaire -----	182
12.3. Eléments d'explication sur la différence du fonctionnement des bassins étudiés en zones cristalline et sédimentaire -----	183
Conclusion-----	185
Synthèse de la troisième partie -----	187
<b>4<sup>ème</sup> Partie -----</b>	<b>189</b>
Chapitre 13. Modélisation de la production du ruissellement par état de surface sur le site cristallin : du ponctuel à la surface élémentaire-----	191
13.1. Variables d'entrées du modèle d'infiltrabilité utilisé -----	191
13.1.1. La conductivité hydraulique -----	191
13.1.2. L'intensité de la pluie -----	191
13.1.3. La teneur en eau initiale -----	192
13.1.4. La teneur en eau finale-----	193
13.1.5. Le potentiel matriciel au front d'humidification ( <i>hf</i> ) -----	193
13.2. Les ruissellements mesurés et calculés -----	194
13.2.1. Les ruissellements mesurés et calculés sur les surfaces non cultivées-----	194
13.2.2. Les ruissellements mesurés et calculés : cas de la surface cultivée -----	198
13.3. Effet du sarclage sur l'infiltration -----	201
13.4. Comparaison des ruissellements calculés par diverses méthodes -----	203
13.4.1. Ruissellement calculé par la méthode de Casenave & Valentin (1992)-----	204
13.4.2. Ruissellement calculé par la méthode de Lamachère (1996)-----	204
13.4.3. Appréciation de performance des méthodes -----	205
Conclusion. -----	210
Chapitre 14. Modélisation de l'écoulement sur le site cristallin : de la surface élémentaire aux bassins versants expérimentaux -----	211
14.1. Production des écoulements sur les bassins -----	211
14.1.1. Etats de surface et infiltrabilité des bassins -----	211
14.1.2. Production du ruissellement instantané par les surfaces élémentaires-----	213
14.2. Transfert des écoulements sur les bassins-----	213
14.2.1. Transfert des écoulements, du centre de gravité des polygones vers le réseau de ravines -----	215
14.2.2. Transfert des écoulements, du réseau hydrographique à l'exutoire du bassin -----	215
14.3. Hydrogrammes simulés et hydrogrammes mesurés-----	217
14.3.1. Le temps d'arrivée de l'écoulement à l'exutoire-----	217
14.3.2. Volumes et forme des hydrogrammes -----	219
14.4. Simulation des écoulements suivant l'évolution supposée des états de surface-----	222
Conclusion-----	224
Chapitre 15. Occupation des sols et relation pluie-débit sur le bassin de Dargol-----	225

15.1. La chronique de pluies sur le bassin -----	225
15.1.1. Collecte et spatialisation des données pluviométriques -----	225
15.1.2. Evolution interannuelle de la pluie de 1957 à 2010-----	227
15.2. Analyse diachronique de l'occupation des sols sur le bassin du Dargol-----	228
15.2.1. Eléments d'occupation des sols-----	228
15.2.2. Evolution de l'occupation des sols entre 1986 et 2010-----	228
15.3. Relation pluie-débit sur le bassin du Dargol -----	232
15.4. Comparaison des volumes d'eau écoulés en zones endoréique et exoréique : cas des bassins de Dantiandou et de Dargol-----	234
Conclusion-----	238
Synthèse de la quatrième partie -----	239
Conclusions générales et perspectives -----	241
Références bibliographiques -----	251
Liste des Tableaux -----	262
Liste des Figures-----	264
Annexes -----	I

## Tables des variables utilisées

### Symboles grecs

$\alpha$	$[L^{-1}]$	Paramètre de la relation Conductivité-Potentiel matriciel (Eq. 5.18)
$\beta$	adim	Constante de l'équation d'infiltration
$\Delta\theta$	$[L^3L^{-3}]$	Ecart des teneurs en eau volumiques finale et initiale
$\gamma$	adim	Constante de l'équation d'infiltration axisymétrique
$\delta$	adim	Angle de mouillabilité
$\eta$	adim	Paramètre de forme de la relation $K(\theta)$ (Eq. 5.17)
$\theta$	$[L^3L^{-3}]$	Teneur en eau volumique
$\theta_f$	$[L^3L^{-3}]$	Teneur en eau volumique finale
$\theta_i$	$[L^3L^{-3}]$	Teneur en eau volumique initiale
$\theta_o$	$[L^3L^{-3}]$	Teneur en eau volumique imposée en surface
$\theta_r$	$[L^3L^{-3}]$	Teneur en eau volumique résiduelle
$\theta_s$	$[L^3L^{-3}]$	Teneur en eau volumique à saturation
$\lambda_c$	$[L]$	Longueur capillaire
$\lambda_m$	$[L]$	Rayon moyen de pores fonctionnels
$\rho_s$	$[ML^{-3}]$	Masse volumique du solide
$\rho_w$	$[ML^{-3}]$	Masse volumique de l'eau
$\sigma$	$[MT^{-2}]$	Tension superficielle de l'eau
$\phi_g$	$[L]$	Potentiel de gravité (en m d'eau)
$\phi_p$	$[L]$	Potentiel de pression matricielle (en m d'eau)
$\phi_{tot}$	$[L]$	Potentiel total (en m d'eau)
$\Psi$	$[L]$	Succion matricielle
$\Phi$	$[L^2T^{-1}]$	Potentiel d'écoulement (de Kirchhoff)
$\Phi_p$	$[ML^{-1}T^{-2}]$	Potentiel de pression matricielle (en Pa)
$\zeta$	$[LT^{-1}]$	Coefficient de calage (Equation 8.3)



## Symboles latins

$\Delta H$	[L]	Perte de charge hydraulique
$\Delta z$	[L]	Différence de la profondeur d'infiltration
A	[LT <sup>-1</sup> ]	Constante décrivant les forces gravitaires de l'infiltration
a1	[LU <sup>-1</sup> ]	Paramètre d'étalonnage des capteurs de pression
a2	[L]	Paramètre d'étalonnage des capteurs de pression
b	Adim	Paramètre de forme de l'équation d'infiltration
C1	[LT <sup>-1/2</sup> ]	Coefficient de l'équation d'infiltration
C2	[LT <sup>-1</sup> ]	Coefficient de l'équation d'infiltration
Cr <sub>m</sub>	adim	Coefficient de ruissellement moyen
Db	[L <sup>3</sup> T <sup>-1</sup> ]	Débit brut d'écoulement de bassin
f	[L <sup>3</sup> L <sup>-3</sup> ]	Porosité du sol
g	[LT <sup>-2</sup> ]	Accélération de la pesanteur
h	[L]	Potentiel matriciel
H	[L]	Charge hydraulique
he	[L]	Cote de la surface d'eau libre
hf	[L]	Pression matricielle au front d'humidification (Green et Ampt)
hg	[L]	Paramètre d'échelle (Van Genuchten, Eq. 5.19)
hi	[L]	Potentiel matriciel initial de l'eau du sol
hp	[L]	Hauteur de pluie
hs	[L]	Epaisseur de couverture sableuse dans la ravine
hv	[L]	Hauteur verticale du gicleur du saturomètre
i	[LT <sup>-1</sup> ]	Infiltrabilité
I	[L]	Infiltration cumulative par unité de surface (ou lame cumulée)
I <sub>1D</sub>	[L]	Lame d'eau infiltrée en monodimensionnel
I <sub>3D</sub>	[L]	Lame d'eau infiltrée en tridimensionnel
IK	[L]	Indice d'humidité du sol avant une pluie
Ip	[LT <sup>-1</sup> ]	Intensité de pluie
K	[LT <sup>-1</sup> ]	Conductivité hydraulique
Ke	adim	Coefficient d'écoulement sur un bassin
Ko	[LT <sup>-1</sup> ]	Conductivité hydraulique au potentiel imposé
Kr	adim	Coefficient de ruissellement de parcelle
Ks	[LT <sup>-1</sup> ]	Conductivité hydraulique à saturation
ℓ	[L]	Largeur de ravine
Le	[L]	Lame écoulée sur un bassin
Lr	[L]	Lame ruisselée sur une parcelle
m	adim	Paramètre de forme de l'équation de Van Genuchten (Eq. 5.19)
n	adim	Paramètre de forme de l'équation de Van Genuchten (Eq. 5.19)
nt	[T <sup>-1</sup> ]	Nombre de tours (moulinet)
P	[L]	Pluie
Pr	[L]	Pression des capteurs (en cm)
Pu	[L]	Pluie utile
q	[LT <sup>-1</sup> ]	Flux d'écoulement

$q_{\infty}$	$[LT^{-1}]$	Flux d'infiltration stabilisé
$qz$	$[LT^{-1}]$	Flux monodimensionnel vertical de l'équation de Darcy
$r$	$[L]$	Rayon du disque
$r_i$	$[L]$	Rayon du disque
$r_p$	$[L]$	Rayon maximal de pores actifs
$S$	$[LT^{-1/2}]$	Sorptivité capillaire
$s$	$[L]$	Surface / section
$S_o$	$[LT^{-1/2}]$	Sorptivité capillaire aux conditions imposées
$S_{op}$	$[LT^{-1/2}]$	Valeur optimale de S (en temps court)
$t_{geom}$	$[T]$	Temps géométrique
$t_{grav}$	$[T]$	Temps gravitaire
$T_r$	$[T]$	Temps de déclenchement du ruissellement
$T_s$	$[T]$	Temps de saturation du sol
$T_s^- ; T_s^+$	$[T]$	Borne inférieure ; borne supérieure du temps de saturation
$v$	$[LT^{-1}]$	Vitesse ponctuelle d'écoulement
$v_m$	$[LT^{-1}]$	Vitesse moyenne d'écoulement
$W$	$[MM^{-1}]$	Teneur en eau pondérale
$z$	$[L]$	Profondeur
$z_f$	$[L]$	Profondeur du front d'humidification (Green et Ampt)

## Sigles et abréviations

ABN	Autorité du bassin du Niger
AMMA-CATCH	Analyse multidisciplinaire de la mousson africaine ; couplage de l'atmosphère tropicale et du cycle hydrologique
ANR-Eclis	Agence nationale de la recherche-Elevage, climat et sociétés
BIOL	Croûte biologique
C1	Etat de surface de type cultural 1 (Casenave et valentin), chap 3
C2	Etat de surface de type cultural 2 (Casenave et valentin)
C3	Etat de surface de type cultural 3 (Casenave et valentin)
CAM	Capacité d'absorption moyenne
CG	Croûte gravillonnaire
CT	Continental terminal
DGPS	Differential global position system
DMN	Direction de la météorologie nationale
EdS	Etat de surface
ERO	Croûte d'érosion
ETP	Evapotranspiration potentielle
FLSH	Faculté des Lettres et Sciences Humaines
GA	Green et Ampt
IFS	International foundation for science
IPS	Indice de pluie standardisé
IRD	Institut de recherche pour le développement
Jac	Jachère
JEAI-Sapalote	Jeune équipe associée à l'IRD-Savane parc à long terme
Labex-OSUG	Laboratoire d'excellence-Observatoire des sciences de l'univers de Grenoble
LTHE	Laboratoire d'étude des transferts en hydrologie et environnement
MH	Melé Haoussa
MP	Multi-potentiels
MR	Multi-rayons
OPS	Organisations pelliculaires de surface
ORE	Observatoire de recherche en environnement
ORSTOM	Office de recherche scientifique des territoires d'Outre-Mer
SIG	Système d'information géographique
SPOT	Satellite pour l'observation de la Terre
ST1	Croûte structurale à un micro-horizon
ST2	Croûte structurale à deux micro-horizons
ST3	Croûte structurale à trois micro-horizons
TK	Tondi kiboro
UAM	Université Abdou Moumouni
UEMOA	Union économique et monétaire ouest africaine
UJF	Université Joseph Fourier
USDA	United state department of agriculture
VER	Volume élémentaire représentatif du sol
ZCIT	Zone de convergence intertropicale



## **Avant-propos**

Cette thèse de doctorat, réalisée en cotutelle entre l'Université de Grenoble (Université Joseph Fourier, Grenoble 1) et l'Université Abdou Moumouni de Niamey (UAM), est financée par l'Institut de recherche pour le développement par l'octroi d'une bourse (BSTD / IRD) de 36 mois.

Elle est préparée au sein du laboratoire d'étude des transferts en hydrologie et environnement (LTHE/UJF) et du département de Géographie (FLSH/UAM) où j'ai séjourné en alternance durant ces trois années. Au LTHE, le travail s'inscrit dans la thématique de l'équipe Hybis (HYdrogéophysique et Bilans Spatialisés). Cette équipe intervient en Afrique de l'Ouest à travers le programme AMMA-CATCH avec pour objectifs, entre autres, de développer des méthodologies qui permettent une estimation spatiale de l'infiltration et des caractéristiques du sol à l'échelle des bassins expérimentaux ; de proposer et évaluer des modèles hydrologiques simples applicables à d'autres bassins plus étendus.

Au département de géographie, le travail s'insère dans la thématique du programme de recherche « dynamique et gestion des bas-fonds sahéliens » puis dans celui de la jeune équipe associée à l'IRD (JEA Sapalote) ayant pour objectifs, entre autres, de caractériser les propriétés des sols des bassins cristallin et sédimentaire de l'Ouest du Niger ; de décrire et suivre la dynamique hydro-érosive des bassins.

Plusieurs structures ont financé les séjours de terrain et/ou les outils de travail. Il s'agit de AMMA-CATCH, Labex\_OSUG@2020, JEA Sapalote, IFS, UEMOA, ANR-Eclis et PPR-SREC. D'autres encore ont fourni des données. Il s'agit de la DMN et de l'ABN.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude et ma reconnaissance à ces structures qui ont bien voulu contribué à la réalisation de cette thèse.

J'exprime également ma reconnaissance aux chargées de programmes de bourse ARTS/IRD, Sandrine Lerosier et Félicité Métonou pour leur promptitude.

Je suis très reconnaissant à l'Etat du Niger (mon pays) pour m'avoir gratifié d'un enseignement à tous les niveaux d'étude.

## Remerciements

Au cours d'une thèse, les tâches à accomplir sont immenses et souvent intenses. Pourtant, en écrivant les derniers mots de ce manuscrit, je me demande « déjà trois ans ? » tant les conditions de travail dont j'ai bénéficié sont satisfaisantes ! Je tiens à remercier tous les acteurs qui ont « balisé » la piste et qui m'ont rendu plaisant l'accomplissement de ces tâches.

A l'origine...

Tout commençait il y a presque 10 ans, lorsqu'un après midi d'octobre 2004 je lus une affiche du département de géographie demandant de me présenter au bureau de Mr Ibrahim BOUZOU MOUSSA, alors vice-recteur de l'université Abdou Moumouni de Niamey (UAM). J'imagine à peine le motif de ma « convocation » et lui, ignore certainement le visage qu'il va rencontrer ! Une demi-heure de discussion aura suffi. Je sors de son bureau avec, sur un bout de papier, un sujet de stage de maîtrise (aujourd'hui Master 1), portant sur l'étude de la morpho dynamique des bas-fonds du socle et du bassin sédimentaire. C'est de là que naît mon rapport avec celui que j'aime appeler simplement mais très respectueusement Monsieur ! C'est de là aussi que commence mes questions sur ces milieux cristallin et sédimentaire qui font l'objet de cette thèse. Monsieur, votre proximité m'a permis d'apprendre énormément de choses. Je vous exprime ma profonde gratitude et vous remercie très sincèrement, l'encadreur de toujours, pour la confiance et pour tous vos appuis.

Ce travail de recherche serait réalisé sans bourse s'il ne s'était pas particulièrement investi pour améliorer le projet de thèse et m'aider dans mes démarches de recherche de bourses : Mr Luc DESCROIX ! Vous avez tissé énormément de relations avec les institutions nigériennes de recherche et particulièrement avec le département de géographie de l'UAM qui profitera encore pendant longtemps de vos œuvres. J'apprécie tant vos qualités humaines et scientifiques, votre efficacité et votre esprit de collaborations. Merci infiniment Luc, le grand parrain, pour avoir accepté d'encadrer cette thèse et pour avoir grandement assuré les bonnes conditions de son déroulement.

Il est le guide expérimental et le grand encadreur ! Malgré ses occupations dans la formation et la direction de M2R, il trouve toujours du temps pour résoudre les questions en suspens : Mr Jean-Pierre VANDERVAERE. Avec lui, il faut toujours préparer son cahier car lorsqu'il explique, les graphs et les équations sont l'expression. JP, je garderai précieusement mes trois « Cahiers de Moussa » dans lesquels sont inscrites entre autres mes premières appréhensions des équations d'infiltration. Merci pour la rigueur scientifique, pour la patience et pour m'avoir accordé le temps nécessaire pour me former et m'apprendre tant de choses. Je suis impressionné par vos qualités scientifiques et c'est pour moi un réel plaisir d'être un de vos doctorants. Merci infiniment pour tout JP.

Je remercie Mr Thierry LEBEL, directeur du LTHE, qui s'est intéressé à ce travail et qui a bien accepté de m'accueillir au sein du labo. Je remercie également le personnel administratif, Claire PETRACCI et Odette NAVE en particulier pour leur enthousiasme très cordial et pour avoir simplifié mes démarches administratives durant mes alternances entre Niamey et Grenoble.

Je remercie Mr Pierre RIBSTEIN et Mr Pierre GENTHON pour l'intérêt qu'ils ont témoigné en acceptant de rapporter cette thèse. Vos retours m'ont été précieux pour l'amélioration du manuscrit.

Je suis honoré par la présence, dans mon jury de thèse, des messieurs Karimou AMBOUTA et Christophe PEUGEOT, tous deux grands connaisseurs du Sahel et des encroûtements superficiels, ainsi que par celle de Mme Emmanuèle GAUTIER. Je vous remercie tous pour avoir accepté de lire et d'examiner minutieusement ce manuscrit.

Je remercie par ailleurs tous ceux qui ont permis d'améliorer ce travail. Je pense à Sylvie GALLE (ma formidable chef d'équipe), Oumarou FARAN MAIGA (coordonateur de la JEAI-Sapalote), Guillaume QUANTIN (merci pour les "pti" codes python qui m'ont fait tant gagner en efficacité). Dans ce même volet, j'adresse mes remerciements aux membres du comité de pilotage de cette thèse : Jean-Louis RAJOT, Sandrine ANQUETIN et Nadine DESSAY.

Un grand merci à mes collaborateurs qui m'ont aidé à collecter les données sur les deux sites expérimentaux. Coté MH, je pense à Souley, le vaillant stagiaire (technicien d'infiltration et des parcelles), à Lawali (maitre du saturomètre), à Bachirou (l'agronome pro de l'équipe) et Amadou. Sur le site de TK, je pense à Aghali et Abdoulaye (les motards et stagiaires coriaces). J'adresse mes remerciements sincères à tous les habitants des villages de Mélé Haoussa, Banizoumbou et Tondi Kiboro pour leur enthousiasme et leur accueil très chaleureux.

Merci également aux membres de « l'équipe macro » pour les échanges réguliers que nous avons eus sur nos travaux de recherche et bien d'autres (...) : Ibrahim MAMADOU, Bachir ABBA, Issoufou MAMAN, Mahamadou BAHARI IBRAHIM et Lawandi KANEMBOU.

Je tiens à remercier le personnel de l'IRD Niamey, avec à leur tête le Représentant, Mr Oumarou MALAM ISSA (merci pour les échanges et les encouragements). Je pense à Bodo (merci pour la technicité autodidacte), Hamza, Issoufou (merci beaucoup pour ton aide durant les manips), Issa Taweye, Abassa (merci pour tout), Koné, Aliko, Mainassara (merci pour la gratuité des "consultations"), Salif, Abdouramani, Kader, Boubacar Kountché, Issa Mayana (merci pour les explications des principes comptables), Marc (merci pour le prétraitement des données pluvio), Mamoudou, Hama, Hadiara, "Cheik" Tahirou, Boubacar, Fati, et David.

Je remercie également le personnel de l'UAM. Je pense particulièrement à Abdoulaye, Ibrahim, Amadou, Salissou, Boulie, Moulay et Djibo. Je remercie aussi tous les enseignants du département de géographie.

Je remercie Maurice ASCANI pour la collaboration.

J'adresse mes remerciements à tous les collègues du LTHE avec qui j'ai échangé durant ces trois années : Gérémy (merci pour les explications en stat et les échanges dans le chouette bureau "Afrique de l'Ouest"), Tania (merci pour la bonne ambiance dans le bureau, pour les "pti" gâteaux partagés et pour ta sympathie, *muchas gracias chama* !), Maxime, Souley et Marie Boucher (merci pour les sorties du dimanche et pour m'avoir fait découvrir les

sommets grenoblois), Thierry, Arona, Thao, Théo, Véro, Ossnatou, Aloïs (merci grand frère pour l'initiation au zotero et pour l'amitié), Antoine, Kadidiatou, Ali Yayé, Solène, Camille, Valentin, Mouhamed, Thomas, Lise, Annette, Wajdi, Simon, Bernard, Erwan, Jean-Paul, Henri Mora, Max (merci pour la sortie Ski), Cynthia (merci pour les soirées ciné et les marques de sympathie, *muchas gracias*), Denisse, Jérémy, Stéphanie, Olivier, Joris, Baptiste et tous les autres que je n'ai pas pu citer ici (j'espère qu'ils ne m'en voudront pas).

J'ai passé des très bons moments avec eux autour des plats nigériens "type" chez eux à Grenoble : Hassan et Djamila, Kader Afane et Christine, Souley et Marie, Kabirou, Boubacar... je vous remercie pour ces bons moments, chaleureux et inoubliables passés ensembles.

Je remercie, du fond du cœur, ma famille, mes proches et mes amis avec qui j'ai peu échangé ces derniers temps. Merci pour tous les soutiens et encouragements. Merci également à Mme et Mr Ibrahim TAMPONE pour tous les appuis. Je vous en suis tous reconnaissant.

Enfin, les derniers mots sont réservés à mon épouse, elle qui a littéralement souffert de mes absences ces dernières années : Adèle, merci pour ta compréhension et merci pour TOUT !

Le 10/03/ 2014

*M.A.M*



## Résumé

Ce travail vise à caractériser et comparer les fonctionnements hydrodynamiques à plusieurs échelles spatiales en zones cristalline et sédimentaire de l'Ouest nigérien et par suite à proposer un modèle simple de fonctionnement hydrodynamique des bassins expérimentaux cristallins qui soit potentiellement transposable aux échelles supérieures.

L'analyse qualitative du paysage montre que ces deux domaines ont des états de surface communs et spécifiques.

L'étude expérimentale effectuée sur les états de surface communs (surface biologique, BIOL, d'érosion, ERO, structurale, ST-jac, et cultivée, C) montre, à l'échelle ponctuelle, que la surface ERO a la même valeur de conductivité hydraulique  $K$  dans les deux contextes. En revanche, les surfaces C et surtout ST ont des conductivités plus faibles en zone cristalline. Le suivi temporel effectué sur ces deux états de surface en zone cristalline a mis en évidence la stationnarité de la conductivité sur ST (jachère de 5 ans) durant la saison des pluies tandis qu'elle varie fortement sur la surface cultivée en fonction du calendrier cultural et du cumul de pluie.  $K$  décroît d'une valeur initiale de 170 mm/h après le sarclage à 20 mm/h (soit la conductivité mesurée sur ST) lorsque la surface sarclée reçoit un cumul de pluie de l'ordre de 70 mm. La conductivité atteint même la valeur de 10 mm/h après un cumul de pluie de 180 mm. Cette variation de la conductivité montre l'avantage à court terme du sarclage qui améliore l'infiltration mais qui à long terme tend à dégrader la surface.

Les résultats obtenus à l'échelle de la surface élémentaire (10 m<sup>2</sup>) valident bien les mesures ponctuelles. La surface ERO a le même coefficient du ruissellement ( $K_r$ ) en zones cristalline et sédimentaire tandis que les surfaces ST et cultivée ont un  $K_r$  plus élevé en zone cristalline. L'analyse de l'évolution temporelle du  $K_r$  de la surface cultivée du socle a montré que sur 63 événements pluvieux observés entre 2011 et 2013, 22 ont un  $K_r$  supérieur à la moyenne (qui est de 0.25) dont près de 2/3 sont observés après plus de 70 mm de pluie qui suivent le sarclage.

Les résultats obtenus à ces deux échelles (ponctuelle et surface élémentaire) sont donc cohérents et montrent que la surface cultivée s'encroûte et peut ruisseler plus que la surface ST et autant que la surface ERO.

A l'échelle du bassin versant (5 ha), les  $K_r$  sont plus élevés sur les bassins cristallins à cause de ces fortes valeurs de  $K_r$  des surfaces élémentaires mais aussi parce qu'ils sont composés d'autres surfaces à forte capacité ruisselante que sont la surface d'affleurement du socle altéré et la surface gravillonnaire ayant un  $K_r$  de 0.58.

A ces trois échelles (ponctuelle, élémentaire, petit bassin), on note la non-dépendance du fonctionnement hydrodynamique à l'état hydrique initial.

L'exploitation des résultats ponctuels obtenus sur le site cristallin (conductivité moyenne de BIOL, ERO, et ST et conductivité variable sur la surface cultivée) dans le modèle de Green et Ampt a permis de caler le potentiel de front par état de surface et décrire de manière très satisfaisante les ruissellements mesurés sur les surfaces élémentaires. Sur la base des ruissellements ainsi calculés, nous avons simulé les hydrogrammes à l'exutoire des bassins expérimentaux en assimilant le fonctionnement de ces derniers à celui des surfaces élémentaires en spatialisant leur infiltrabilité. En faisant l'hypothèse d'une ré-infiltration nulle sur les versants, nous avons appliqué une fonction de transfert simple prenant en compte la distance de chaque surface élémentaire par rapport au réseau hydrographique, une vitesse d'écoulement constante et une pluie imbibante de 3 à 4 mm devant saturer la couverture sableuse de ravine, ce qui est beaucoup moins qu'en zone sédimentaire. Finalement, les hydrogrammes simulés reproduisent assez bien les caractéristiques des hydrogrammes mesurés, ce qui offre une perspective d'application de certains principes du modèle sur de plus grands bassins.

**Mots clés :** état de surface, infiltration, ruissellement, échelle spatiale, petit bassin versant, usages du sol, modèle de Green et Ampt, socle cristallin, bassin sédimentaire, Sahel.



## Abstract

This work aims at characterizing and comparing the hydrodynamical functioning at several spatial scales within the granitic-basement and sedimentary zones of Western Niger. Then, a simple hydrological model that could be suitable for use at larger scales is proposed and tested.

Qualitatively, the two geological domains have common and specific surface features.

The experimental work carried out onto common surface features (biological crust, BIOL; erosion crust, ERO; fallow structural surface, ST and cultivated, C) shows that, at the point scale, ERO has the same hydraulic conductivity  $K$  value in both contexts. On the other hand, surfaces features C and especially ST have lower  $K$  values in granitic context.

Monitoring of the ST and C sites along the rainy season proved the stationarity of the ST conductivity value. On the contrary,  $K$  varies widely with the amount of rain received from an initial value of 170 mm/h after weeding down to 20 mm/h (i.e. the ST measured value) after 70 mm of rain and even 10 mm/h after 180 mm of rain. This variation shows the short-term benefit of weeding onto infiltration but a degradation of the soil surface on the long term.

At the plot scale (10 m<sup>2</sup>), runoff measurements are consistent with point measurements. ERO has the same runoff coefficient ( $K_r$ ) in granitic and sedimentary zones while ST and C surfaces have a higher  $K_r$  in granitic context.

Runoff monitoring of the granitic site cultivated plots showed that from a total of 63 rain events between 2011 and 2013, 22 had a  $K_r$  value higher than the average value (0.25) from which 2/3 are observed after the surface had received more than 70 mm rain after weeding.

Results obtained at the two scales (point and 10-m<sup>2</sup> plot) are thus consistent and show that the cultivated surface gets crusted and may produce runoff more than fallow ST sites and as much as ERO features.

At the basin scale (5 ha),  $K_r$  values are higher in the granitic site, not only because of the higher  $K_r$  value for a given surface feature but also because of the specific low-infiltrating surfaces which are granite outcrops and gravel crusts ( $K_r = 0.58$ ).

At the three previous scales (point, plot and small basin), runoff volume was found independent of soil initial moisture.

Using the previous point-scale results in a Green-Ampt infiltration model led to calibrate the wetting front pressure head for each surface feature and to satisfactorily describe runoff volumes obtained at the plot scale.

By estimating runoff with the Green-Ampt infiltration model at any given point, basin-scale hydrograms were obtained by adding the contribution of all elementary surfaces. Assuming no re-infiltration of runoff water within the basins, a simple transfer function was chosen accounting for the distance of each surface to the hydrological network, a constant water velocity of 0.05 m.s<sup>-1</sup> and a volume of 3-4 mm of water necessary to fill the kori sand cover, which is much less than that in the sedimentary context. Finally, simulated hydrograms reproduce nicely the measured ones, which offers the perspective of applying some principles of the model to larger basins.

**Keywords** : surface feature, infiltration, runoff, spatial scale, small watershed, land use, Green Ampt model, granitic-basement, sedimentary basin, Sahel.



## Introduction générale

Les pays sahéliens d'Afrique de l'Ouest figurent parmi les plus démunis de la planète. Ces pays ont en commun, dans leur majorité, un secteur industriel peu développé, une croissance démographique élevée et **une économie fortement basée sur le secteur rural**. La production agricole, essentiellement pluviale, est peu diversifiée et n'arrive pas à assurer l'autonomie alimentaire des populations concernées. A cette situation, déjà précaire s'est adjointe, depuis la fin des années 1960, une **sécheresse climatique** étalée sur près de 40 ans et qui a gravement accru la vulnérabilité des sociétés et des milieux en particulier des ressources en eau, sol et végétation, bases des productions socio-économiques. Ce dans ce contexte que s'est mis en place en 2002 le programme international **AMMA** (Analyse multidisciplinaire de la mousson africaine) visant à mieux comprendre les interactions complexes entre l'atmosphère, la biosphère et l'hydrosphère. Ce travail de thèse a pour principale préoccupation d'améliorer la connaissance de la ressource en eau dans ce contexte de dégradation des milieux et du climat. Il est intégré dans le volet Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique du programme AMMA, dénommé **AMMA-CATCH**. Cet observatoire collecte et analyse des données afin d'évaluer l'impact de la variabilité de la mousson ouest africaine sur les ressources en eau à travers l'étude et la modélisation des processus grâce à un système d'observations multi-échelles mises en place en zones climatique et hydrologique contrastées (<http://www.amma-catch.org/>).

Notre étude s'est effectuée au sein de l'observatoire AMMA-CATCH Niger dont les sites expérimentaux sont implantés en zone climatique typiquement sahélienne du **sud ouest du Niger** (400-500 mm de pluie par an) où l'occupation des sols évolue fortement du fait de la croissance démographique. Sur le plan hydrologique régional, cette partie du Niger se caractérise par **l'endoréisme et l'exoréisme** des écoulements calqués respectivement sur les domaines géologiques **sédimentaire et cristallin**. En conséquence, l'augmentation des écoulements observée sur tout le Sahel (Albergel, 1987 ; Amogu *et al.*, 2010 ; Descroix *et al.*, 2012 ; Mahé *et al.*, 2005a ; Mahé & Paturel, 2009 ; Mahé *et al.*, 2003a etc.) se manifeste différemment. En zone endoréique, on observe une **augmentation très sensible des ressources** en eau (de surface et souterraine) exploitables tandis qu'en zone cristalline, **les crues deviennent plus intenses** exposant du coup les populations à des risques d'inondation pendant que l'accès à l'eau souterraine devient plus limité encore car la part de l'eau infiltrée diminue dans cette structure géologique. Ainsi, les questions explorées dans ce travail sont entre autres : les différences socle/sédimentaire existent-elles ou non au niveau des états de surface des sols identifiés comme similaires ? Sinon, à quoi attribuer les comportements hydrologiques endoréique et exoréique ? Les ordres de grandeur de la ré-infiltration en cours et en fin d'événement pluvieux, dans les versants et dans le réseau hydrographique, sont-ils différents pour les deux contextes ? Et finalement, quel sera l'effet des changements d'occupation des sols, de la mise en culture en particulier, à court et à long termes sur les comportements hydrologiques des bassins ?

L'apport de notre travail consiste donc à étudier plus en détail les processus et le transfert d'échelle du fonctionnement hydrologique des bassins. Cette recherche vise spécifiquement à **caractériser et comparer le fonctionnement hydrodynamique à plusieurs échelles spatiales en zones cristalline et sédimentaire** de l'Ouest nigérien et ensuite à proposer un

**modèle simple** de fonctionnement hydrodynamique des bassins expérimentaux cristallins qui soit potentiellement transposable à d'autres échelles. Il est structuré en quinze chapitres intégrés au sein de quatre parties.

La 1<sup>ère</sup> partie, décrivant le **contexte** régional et scientifique est composée de quatre chapitres. Le chapitre 1 s'intéresse au **contexte scientifique** et dresse l'**état des connaissances** et les **objectifs** de l'étude. Les chapitres 2 et 3 décrivent les caractéristiques géologiques, pédologiques, climatiques et hydrologiques de la **zone d'étude** tandis que le chapitre 4 tente de dégager les liens entre la **démographie**, l'**occupation des sols** et les **processus hydrodynamiques**.

La 2<sup>ème</sup> partie expose les **théories et les méthodes** expérimentales que nous avons appliquées pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelle (environ 50 cm<sup>2</sup>), de la surface élémentaire (2-10 m<sup>2</sup>) et du petit bassin versant (5-6 ha). Le chapitre 5 présente les **approches théoriques** qui sous-tendent la détermination des propriétés hydrodynamiques tandis que les chapitres 6 et 7 décrivent les **méthodes mises en place** pour caractériser les propriétés du sol par l'étude de l'infiltration d'une part en condition de charge (chapitre 6) et d'autre part en condition de flux au moyen d'une **nouvelle méthode** exposée au chapitre 7. Les chapitres 8 et 9 expliquent les méthodes d'étude du **ruissellement** respectivement à l'échelle de la surface élémentaire (surface relativement homogène du point de vue hydrologique mais qui dans le détail est composée de plusieurs croûtes étudiées à l'échelle ponctuelle) et du bassin versant (ensemble de plusieurs surfaces élémentaires).

La 3<sup>ème</sup> partie est composée des trois chapitres qui présentent respectivement les **résultats expérimentaux** obtenus à l'échelle ponctuelle (chapitre 10), à l'échelle de la surface élémentaire (chapitre 11) et à l'échelle du bassin versant (chapitre 12). Cette partie constitue donc le corps de la caractérisation et de la **comparaison du fonctionnement hydrodynamique en zones cristalline et sédimentaire**.

Enfin, la 4<sup>ème</sup> partie présente l'application des résultats expérimentaux obtenus pour **modéliser** le fonctionnement des bassins expérimentaux cristallins par transfert d'échelle allant du ponctuel à la meso-échelle (chapitre 14) par l'intermédiaire de la surface élémentaire (chapitre 13). Le chapitre 15, qui traite de l'évolution des écoulements en lien avec l'occupation des sols sur le **bassin du Dargol** (7000 km<sup>2</sup> situé sur le site cristallin) en perspective de la transposition de certains principes du modèle appliqué, constitue le dernier chapitre de cette 4<sup>ème</sup> partie. Les conclusions générales, qui reviennent sur les principaux résultats de ce travail et les perspectives qui en découlent, closent le manuscrit.

1<sup>ère</sup>  
Partie  
*Contexte de  
l'étude.*

*Cette partie définit le contexte général de l'étude.*

*Le premier chapitre expose le contexte scientifique, dominé par les conséquences des déséquilibres climatiques et environnementaux récents que subissent le Sahel et l'ouest du Niger en particulier (notre zone d'étude). Des considérations d'ordre général, issues de la littérature, relatives à ces déséquilibres sont ainsi rapportées.*

*Le 2<sup>e</sup> chapitre décrit les caractéristiques géologiques, morpho climatiques, pédologiques et les conditions climatiques actuelles de la zone d'étude tandis que le 3<sup>e</sup> chapitre caractérise les éléments superficiels qui contrôlent la production du ruissellement et les conséquences hydrologiques différenciées de cet espace, résultant probablement de la combinaison de l'héritage géologique et des modifications environnementales récentes. Pour définir les causes réelles de ces fonctionnements hydrologiques différenciés, nous avons échantillonné et instrumenté deux sites sur les deux domaines géologiques qui composent l'ouest du Niger.*

*Le 4<sup>e</sup> chapitre, portant sur la démographie et l'occupation des sols, vise à déterminer de quelle manière l'évolution démographique et l'occupation des sols influencent l'extension des surfaces cultivées qui est considérée comme l'une des principales causes de la modification environnementale ayant impacté le comportement hydrodynamique du sol.*

Chapitre 1. Contexte scientifique et état de l'art

Chapitre 2. Milieux biophysique de la zone d'étude

Chapitre 3. Etats de surface et hydrologie de l'ouest du Niger

Chapitre 4. Démographie, occupation des terres et hydrodynamique des sols





## Chapitre 1. Contexte scientifique et état de l'art

### *Introduction*

---

*Ce chapitre pose le problème des déséquilibres climatiques et environnementaux actuels de la zone sahélienne et leurs conséquences sur les modifications hydrologiques dans notre zone d'étude. Il dresse, par ailleurs, l'état de l'art sur la question et présente en fin les objectifs et les hypothèses de l'étude.*

---

#### 1.1. Contexte et problématique

Le changement récent des fonctionnements hydrodynamique et hydrologique des bassins versants sahéliens constitue un enjeu scientifique majeur dans le contexte climatique actuel. On constate, en effet, depuis les années 1970, une hausse des écoulements des rivières d'Afrique de l'ouest sahélienne et subdésertique où les pluies annuelles sont inférieures à 750 mm (Amogu *et al.*, 2010, Mahé & Paturel, 2009). Cet accroissement des écoulements, qui se traduit souvent par des crues précoces et intenses, s'est paradoxalement produit durant la période des sécheresses. C'est ce qu'on appelle le « paradoxe du Sahel ». Il se manifeste différemment sur les principaux domaines géologiques de l'ouest du Niger. Cette région est en effet constituée des deux ensembles distincts de part et d'autre du fleuve Niger qui constitue grossièrement la zone de contact. La rive gauche du fleuve est constituée des dépôts sédimentaires du bassin des Iullemeden et est hydrologiquement considérée comme endoréique tandis que la rive droite est cristalline et exoréique, drainée par les affluents significatifs du fleuve. Sur la zone endoréique du bassin sédimentaire, l'accroissement des écoulements a pour effet une augmentation du nombre et de la durée des mares ainsi qu'un rehaussement du niveau de la nappe phréatique (Favreau *et al.*, 2009) alors que sur la zone exoréique du socle, on observe une intensification des crues et des inondations.

La partition du fonctionnement hydrologique des bassins et les conséquences de l'accroissement des écoulements sont ici calquées sur les domaines géologiques avec d'une part le triptyque endoréisme, augmentation des mares et rehaussement du niveau de la nappe sur le domaine sédimentaire et, d'autre part, l'exoréisme, crues et inondations sur l'ensemble cristallin. Du point de vue hydrologique, l'hétérogénéité géologique régionale joue un grand rôle dans les bilans en eau des bassins. La géologie a-t-elle aussi des influences significatives sur les processus hydrodynamiques superficiels ? Si diverses études (Casenave & Valentin, 1989, 1990, 1991, 1992, 1985) réalisées au Sahel, rapportent que les processus hydrodynamiques sont contrôlés par les états de surface du sol, qu'est ce qui explique alors la variabilité de fonctionnement hydrodynamique sur le socle de Liptako et le bassin sédimentaire des Iullemeden ? Leurs états de surface sont-ils différents ou se comportent-ils différemment ?

Malgré le contexte climatique caractérisé par une baisse de la pluviométrie, de nombreux pays font de plus en plus face à de graves problèmes d'inondations. De ce fait, les manifestations

pluviométriques récentes (pluies torrentielles) reposent la question d'un éventuel rôle du changement climatique sur l'augmentation de ces inondations. Des tests robustes de détection de rupture ont mis en évidence un changement significatif des cumuls moyens annuels autour des années 1970 certes, mais des travaux récents (Panthou *et al.*, 2012) tendraient à montrer que ce changement aurait été accompagné par une accentuation des pluies extrêmes. Ce qui conforte du coup l'hypothèse que ces pluies pouvaient être dues au réchauffement climatique. Et la tendance pourrait s'accroître puisque des études (GIEC, 2007, Ibrahim *et al.*, 2012) prédisent une augmentation, très probable, des précipitations plus intenses à l'avenir. Quoi qu'il en soit, les pluies intenses sont fortement incriminées dans l'encroûtement des sols, la genèse des crues et inondations car des pluies à cumuls identiques peuvent générer des écoulements très différents selon leurs intensités. A l'échelle d'une saison, un grand nombre d'averses de relativement faible intensité produit moins de ruissellement qu'un plus petit nombre à intensité plus forte. D'où l'intérêt du suivi de la structure des événements pluvieux (intensités) dans la prédiction des écoulements et dans le bilan en eau à l'échelle événementielle ou annuelle. Or, les méthodes de prédiction des ruissellements à l'échelle de surface élémentaire, à l'exemple de celle de Casenave et Valentin (1992), ne prennent pas directement en compte l'intensité de pluie. Ces méthodes, seraient-elles encore pertinentes si les prévisions climatiques confirmaient une dérive des paramètres statistiques des pluies ?

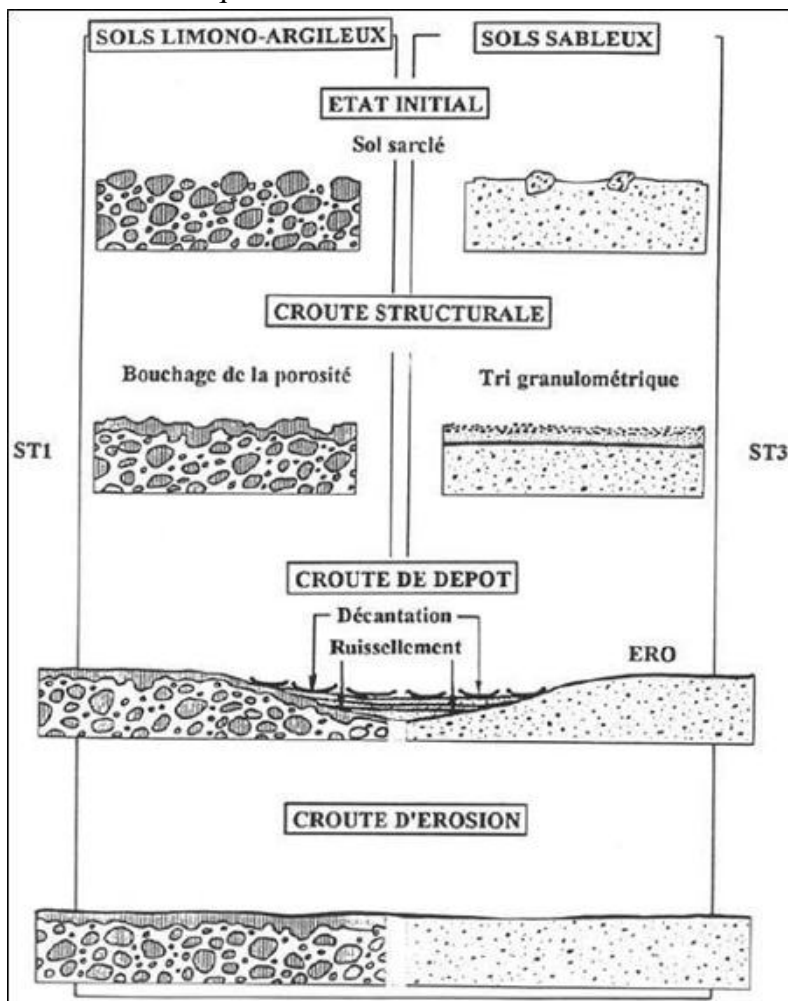
Par ailleurs, du fait que l'augmentation des écoulements se soit produite durant les sécheresses climatiques, plusieurs travaux (Albergel & Valentin, 1991 ; Bachir, 2012 ; Bouzou Moussa *et al.*, 2009 ; Descroix *et al.*, 2012 ; Leblanc *et al.*, 2008 ; Loireau, 1998) relient son origine aux changements environnementaux dus à la pression démographique sur les ressources (sol et végétation). En effet, l'espace sahélien connaît une croissance démographique qui se traduit par un profond changement dans l'occupation des sols. La végétation naturelle recule fortement au profit des cultures, et, de plus en plus, des terrains dégradés, sols dénudés et érodés par l'érosion hydrique et l'érosion éolienne. Ce type d'évolution n'est pas forcément caractéristique de l'ensemble du Sahel, puisque en maints endroits on a noté une récupération de la végétation arborée après les décennies 70 et 80 qui ont été les plus sèches comme dans la région de Dori au Nord du Burkina (Rasmussen *et al.*, 2001) et dans l'Est du Niger (Larwanou *et al.*, 2006). La majorité de l'espace connaît néanmoins une extension des zones cultivées par la suppression de la jachère et ou par la mise en culture des terres marginales à l'agriculture. Et très souvent, des corrélations sont faites entre l'extension des zones cultivées et l'augmentation des surfaces nues et encroûtées. Ce lien de cause à effet entre mise en culture et encroûtement des sols, est-il réellement établi ? Si oui, comment le vérifier sachant que la quasi-totalité des études effectuées sur parcelles expérimentales (toutes échelles confondues) notent un coefficient de ruissellement plus faible sur les parcelles cultivées que sur les autres états de surface ?

## **1.2. Etat de connaissances**

Les études menées depuis une trentaine d'années montrent que l'effet conjoint de la variabilité climatique et des activités humaines sur les états de surface est à l'origine du paradoxe hydrologique observé depuis les années 1970 sur les bassins sahéliens. Ce paradoxe constitue depuis lors un écueil important en modélisation hydrologique et rend compte de

l'intérêt du suivi des changements des états de surface et des caractéristiques des pluies (intensités en particulier) qui, sous ce climat, déterminent les conditions d'infiltrabilité des sols et donc, de l'écoulement.

L'évolution récente de l'occupation des sols et de leurs usages, caractérisée par l'extension des surfaces cultivées (Albergel & Valentin, 1991, Loireau, 1998) aux dépens de la jachère et des terres marginales, a provoqué une profonde modification des comportements hydrodynamiques des sols par modification de leurs états de surface. Casenave & Valentin (1989, 1992) ayant étudié, sous pluies simulées, l'infiltrabilité des sols en milieu naturel et cultivé, ont identifié au Sahel plusieurs types d'états de surface. Ils définissent un état de surface comme une (ou plusieurs) surface (s) élémentaire (s) hydrologiquement homogène (s). La notion couvre essentiellement deux composantes : les organisations pelliculaires de surface (litière, microrelief, micro horizon, et activité faunique) et le couvert végétal. Ils notent par ailleurs que les états de surface peuvent être morphologiquement et ou génétiquement liés les uns aux autres. Ils peuvent, dans ces conditions, évoluer dans l'espace et dans le temps sous l'influence des facteurs pédologiques, climatiques (eau et vent) et ou humains (travail de sol). Valentin et Bresson (1992) ont illustré les étapes successives d'évolution des états de surface sur sols sableux et limoneux en conditions climatiques tropicale et tempérée (Figure 1.1). Ils montrent que :



- sur un sol limoneux, un état de surface initialement de type cultural (remanié) évolue sous l'impact des gouttes de pluie pour former un état de type ST1 (structural à 1 micro horizon) par éclatement et colmatage des interstices inter agrégats. Les agrégats initiaux sont donc de plus en plus émoussés et les particules mobilisées se prennent en masse pour former un horizon encroûté à faible capacité d'infiltration. L'exposition continue de cet horizon aux gouttes de pluie entraîne le lissage de celui-ci et la formation d'un autre état de surface de type ERO constitué d'une pellicule très compactée.
- sur sol sableux, l'impact des gouttes de pluies entraîne un tri granulométrique vertical décroissant (les éléments grossiers au-dessus et les fins en dessous) puis la formation d'une couche plasmique par cohésion des particules fines. L'état cultural initial évolue de fait pour former soit un état de type ST2 (structural à 2 micro horizons) ou ST3 (3 micro horizons) si le tri granulométrique est bien marqué. Après décapage et transfert des couches supérieures par l'eau ou le vent, le ST ainsi formé aboutit à ERO par affleurement de la couche plasmique sous-jacente.

Figure 1.1. Lien génétique et évolution temporelle des croûtes (d'après Valentin et Bresson 1992).

On constate, dans les deux cas (sol sableux et sol limoneux), qu'un sol sarclé (état de surface de type cultural) aboutit, au terme de son évolution, à un état de surface de type ERO dont les comportements hydrodynamiques sont nettement différents de l'état de surface initial (sarclé).

Cette évolution peut cependant être influencée selon les pratiques culturales d'usage du sol. En effet, des travaux font souvent état, dans le cas de la mise en jachère, d'une forte susceptibilité des sols à l'encroûtement. L'étude menée par Ambouta *et al.* (1996) sur les sols sableux fins du sud-ouest du Niger, a permis de constater que la mise en jachère favorise la formation et l'extension des croûtes. En effet, l'abondante poussière éolienne (riche en particules fines) piégée du fait de la réinstallation de la végétation et qui, n'étant plus incorporée à l'ensemble de l'horizon superficiel à cause de l'arrêt des travaux cultureux, s'accumule à la surface et colmate la porosité lors des événements pluvieux. L'encroûtement sévère est davantage observé sur les jeunes jachères. Entre 4-7 ans, il tend vraisemblablement à diminuer du fait de l'intervention des activités des microfaunes qui accroissent la porosité. Au-delà de 7 ans, la sévérité de l'encroûtement reprend du fait de la « fossilisation » des états de surface. De ce fait, l'efficacité de la jachère comme technique de restauration des propriétés hydrodynamiques des sols n'est plus optimale.

Dans le cas de la mise en culture des sols, Ambouta *et al.* (1996), Valentin *et al.* (2004) notent que le sarclage favorise l'élimination des éléments fins par lessivage et érosion hydrique et ou éolienne entraînant ainsi l'accumulation absolue des éléments grossiers en surface. Et, cela contrarie fortement la formation et le développement d'une pellicule plasmique en surface<sup>1</sup>. Bouzou Moussa (communication personnelle) rapporte par contre que le labour superficiel effectué sur les sols limono-sableux de l'Ouest du Niger, entraîne souvent leur tassement puis la formation d'une « semelle de labour », et donc, d'une modification de la densité apparente et de la conductivité hydraulique de ces sols. Ceci corrobore les résultats de Valentin *et al.* (1990) qui montrent que, dans le cas des cultures à couvert haut et peu dense (comme c'est le cas pour le mil ou le sorgho), les conditions d'infiltration se dégradent régulièrement. En dépit du développement de ces cultures, le pourcentage des surfaces encroûtées augmente peu à peu dans les champs, faisant ainsi décroître le coefficient d'infiltration au 1/3 de sa valeur initiale au cours d'une saison culturale.

Afin d'expliquer la dynamique saisonnière d'encroûtement des états de surface liée à la mise en culture, Ndiaye *et al.* (2005) ont suivi l'évolution des propriétés hydrodynamiques des sols sablo-limoneux du Sénégal central sous l'effet du cumul de la pluie après un labour. Ils soulignent, en ce qui concerne le ruissellement, que le labour n'a plus d'effet sur le ruissellement au-delà d'un cumul de 65 mm de pluie. Ils notent par ailleurs une baisse sensible de la sorptivité et surtout de la conductivité hydraulique qui décroît de 65 mm/h après la 1<sup>ère</sup> pluie suivant le sarclage à 14 mm/h après les 5 pluies suivant le sarclage. Sur la base de ces résultats, ils ont alors conclu à l'encroûtement saisonnier des sols cultivés sous l'effet du cumul de pluie.

---

<sup>1</sup> Ambouta (1994) rapporte que les sols sableux sont susceptibles à l'encroûtement s'ils contiennent 5-10 % d'éléments fins. Mais si la proportion d'éléments fins est inférieure à ce seuil, il n'y a alors pas la formation de croûte.

Abdourahamane Touré *et al.* (2011) expliquent l'encroûtement des zones cultivées non pas par le travail du sol (labour ou sarclage), mais par le mode de gestion des sols en mettant en évidence le rôle majeur des résidus de culture. Ils rapportent que l'érosion éolienne devient le principal moteur du développement des croûtes dans les champs à faible rugosité en surface et qu'un taux minimum de 2% de résidus de culture suffirait à protéger efficacement le sol contre l'érosion éolienne. En deçà de ce seuil, le vent déplace des quantités considérables de terre. Et l'encroûtement se développe alors par érosion différentielle, telle qu'elle est décrite par Valentin et Bresson (1992) sur les sols sableux. Ce processus de développement des croûtes par ablation des couches superficielles est observé aussi bien dans les champs que dans les jachères (Bouzou Moussa, 2000).

On retient, en somme, que la mise en culture et la jachère sont toutes des pratiques culturelles qui peuvent, potentiellement, accroître la sensibilité des sols à la dégradation par l'encroûtement.

Et l'évolution récente de l'occupation des sols semble bien se marquer par l'augmentation des terres sous l'emprise de culture ainsi qu'une extension concomitante des surfaces érodées. Albergel & Valentin (1991) rapportent, après une étude diachronique (1956-1980) en milieu soudanien burkinabé, un doublement des surfaces occupées par les champs entre ces deux dates. Au même moment, les surfaces érodées (type ERO) que l'on peut considérer comme impropres à la culture ont été multipliées par 20. Des cas de dégradation similaires ont également été soulignés au Niger (Leblanc *et al.*, 2008; Séguis *et al.*, 2004 ; Bachir, 2012 ; Souley Yero, 2012) en Afrique de l'Ouest (Li *et al.*, 2007) et dans des milieux bien plus humides, comme en Côte d'Ivoire (Roose, 1973), en Guyane (Fritsch, 1995), ou bien ailleurs dans des milieux semi-arides, comme au Nord Mexique (Descroix *et al.*, 2002). Les conséquences de ce type d'évolution sont diverses.

A l'échelle ponctuelle, le développement des croûtes, qui se caractérise par un tassement et une modification des processus hydrodynamiques des sols, affecte la partition verticale superficielle des flux d'eau et de matière. Vandervaere (1995), Vandervaere *et al.* (1996) notent que la redistribution des eaux de pluies entre infiltration et ruissellement dépend du système sol-croûte. Ils ont démontré, grâce aux essais d'infiltration menés sur des croûtes et leurs sols sous-jacents, que la conductivité hydraulique des sols sous-jacents est variable suivant une grandeur croissante de 2,5 à 6 fois supérieure à celle des croûtes superficielles dans le cas de la brousse tigrée. Et connaissant la dynamique des états de surface, ce rapport de conductivité croûte-sol sous-jacent permet de prédire les flux ruisselés mesurés à une échelle 1000 fois supérieure à celle des mesures (100 m<sup>2</sup>) (Vandervaere *et al.*, 1998).

A l'échelle des versants et bassins versants, les transferts, vertical et horizontal, sont non seulement déterminés par la variabilité spatiale des états de surface du sol, mais selon le domaine géologique aussi. Sur le bassin sédimentaire de l'ouest nigérien, Esteves & Lapetite, (2003) ; Peugeot *et al.* (1997) notent l'influence non uniforme, d'une échelle à l'autre, des propriétés hydrodynamiques des états de surface et de la microtopographie dans la production et le transfert des écoulements à l'échelle du bassin versant. La forte infiltration observée dans les lits sableux (très épais) des ravines réduit, en effet, considérablement le volume d'eau

mesuré à l'exutoire. Le processus à l'échelle du bassin versant ne peut donc être considéré, dans ce cas, comme une simple combinaison linéaire des processus des échelles élémentaires. Autrement, l'infiltration (dans les lits des ravines et les zones d'épandage) et ou la ré-infiltration différencient largement le volume écoulé mesuré à l'exutoire du bassin à celui qui serait obtenu en sommant les volumes des surfaces élémentaires.

Au contraire, l'évaluation du processus d'infiltration dans les ravines, effectuée par Descloitres *et al.* (2003) sur un bassin du socle cristallin du nord Burkina, révèle que l'infiltration est limitée aux premiers centimètres (80 cm au maximum) du sol dans les lits de ces ravines. L'occurrence d'infiltration profonde n'est pas observée. Les lits épais des ravines ne sont pas couramment observés non plus. Cette étude conforte les travaux précédemment réalisés par Ribolzi *et al.* (2000) sur l'écoulement hypodermique dans la même zone. Ces auteurs soulignent en effet que les matériaux éoliens piégés par des touffes d'herbes permettent l'infiltration et le stockage préférentiel d'eau à proximité de la surface. Et, lors des pluies, une fraction de cette eau peut ressortir à la base des micro-buttes, et se retrouver ainsi intégrée dans le ruissellement de surface. L'écoulement hypodermique au sein de ces formations éoliennes représente 5 % de l'écoulement total. Ces résultats sous entendent que les volumes d'eau précipités à l'échelle du bassin pourraient, quasiment, être comparés à ceux mesurés à l'exutoire et laissent présager la possibilité de pouvoir retrouver les mêmes quantités d'eau en combinant les volumes issus des surfaces élémentaires. Cela est d'autant plus probable, comme le notent Planchon & Janeau (1990) que le versant se caractérise par l'absence de microrelief et par l'homogénéité des sols.

L'hypothèse est de peu de poids, certes, vue la complexité des phénomènes physiques et la multitude des variabilités des processus hydrodynamiques à diverses échelles (Esteves & Lapetite, 2003, Planchon & Janeau, 1990, Valentin *et al.*, 1990) mais reste, toutefois, à explorer dans les cas des sols peu épais et peu perméables en tenant compte des conditions d'infiltrabilité des états de surface (conductivité hydraulique et intensité des pluies notamment) suivant le processus hortonien (Horton, 1933) des ruissellements. L'étude du comportement hydrodynamique de la couche superficielle des sols apparaît donc primordiale dans ce cas.

La combinaison des modifications hydrodynamiques ponctuelle et sur les versants, dues aux usages des sols, a, de fait, affecté le fonctionnement hydrologique régional et local des bassins versants.

A l'échelle de l'Afrique de l'Ouest, l'augmentation des débits est la tendance souvent rapportée (Albergel, 1987, Mahé *et al.*, 2005a, Mahé & Paturel, 2009, Mahé *et al.*, 2003). Cette tendance est, toutefois, à nuancer puisqu'elle ne concerne que la bande sahélienne (Amogu *et al.*, 2010). Ces auteurs notent qu'en zone soudanienne, on a longtemps observé une très forte diminution des débits et des réserves souterraines (Descroix *et al.*, 2009).

Dans le sud-ouest du Niger, le processus majeur mis en évidence, du fait de l'augmentation des écoulements, est d'une part, la remontée de la nappe phréatique (connue sous le nom de paradoxe de Niamey) dans la zone endoréique (Favreau *et al.*, 2009, Leblanc *et al.*, 2008, C Leduc *et al.*, 2001) et, d'autre part, une modification des régimes (crues et temps

caractéristiques) des cours d'eau de la zone exoréique (Descroix *et al.*, 2009, 2012) . Et, le contact entre zone endoréique et exoréique correspond exactement au contact entre le socle du Liptako Gourma et le bassin sédimentaire des Iullemeden (Cappelaere *et al.*, 2009).

Par ailleurs, des facteurs d'ordre climatique, liés à la relative amélioration pluviométrique observée récemment au Sahel, sont de plus en plus rapportés dans la littérature comme causes de l'augmentation des débits et des modifications environnementales. En effet, les conditions pluviométriques beaucoup plus sèches que le Sahel subissait depuis les années 1970 avaient affecté la structure des sols et de la végétation. Et de fait, les quelques hivernages pluvieux qui entrecoupent les sécheresses et le retour à des conditions pluviométriques moins déficitaires que connaît le Sahel (Sahel Oriental en particulier, Lebel & Ali, 2009) depuis les années 1990 créent depuis lors des situations complexes caractérisées par des morphogénèses intenses et des inondations. Bouzou Moussa *et al.* (2009) notent que l'amélioration de la pluviométrie de ces dernières années, de même que l'augmentation des extrêmes journaliers, contribuent à l'accroissement des écoulements et de l'érosion ainsi qu'à la reprise progressive de la fonctionnalité de cours d'eau. Panthou *et al.* (2012) soulignent qu'un nombre croissant d'événements hydrologiques extrêmes ont été répertoriés au Sahel durant la dernière décennie et que l'analyse statistique des pluies journalières (Panthou, 2013) fait ressortir une tendance à la hausse des pluies extrêmes durant cette même période.

Ces mêmes causes, ont produit ailleurs les mêmes effets.

Callède *et al.* (2004, 2008) rapportent l'augmentation des débits (de 37 %) de l'Amazonie à Obidos (Brésil) et la forte fréquence des crues depuis les années 1970 (période qui correspond exactement au début des sécheresses en Afrique sahélienne) à cause de la déforestation. Dans la même zone, Espinoza *et al.* (2009, 2012) rapportent la fréquence des extrêmes (sécheresse et inondation) hydrologiques récents qui semblent cependant être liés aux phénomènes climatiques (réchauffement global).

Il ressort de cette revue de littérature que, l'évolution morphogénétique des états de surface, sous l'influence de l'eau et du vent, est souvent accélérée par les pratiques culturales (jachère et mise en culture) dans les milieux anthropisés. Si le rôle de la pratique de la jachère sur l'encroûtement pelliculaire est assez bien établi, on admet en revanche mal l'influence de la mise en culture sur ce phénomène d'autant plus que les travaux du sol (sarclage et labour) sont supposés contrarier le développement des croûtes. En outre, les faibles coefficients de ruissellement observés sur les parcelles cultivées ne permettent pas d'expliquer aisément le rôle de la mise en culture sur l'encroûtement. Est-il possible de le montrer autrement ?

Ces pratiques culturales entraînent une évolution non uniforme, dans le temps et dans l'espace, des états de surface et de leurs comportements hydrodynamiques. De ce fait, la possibilité de prédéterminer le ruissellement produit sur une placette n'aboutit pas automatiquement à la détermination de la réponse hydrologique de l'ensemble du versant, ni d'un bassin versant à l'autre, ni d'un site à l'autre. A cela s'ajoute une contrainte supplémentaire, liée à l'intensité des pluies et pour laquelle, la sensibilité est très variable d'un état de surface à l'autre.

Dans ces conditions, comment prendre en compte l'évolution des états de surface et des intensités de pluies pour caractériser le fonctionnement hydrodynamiques des bassins versants et prédire les risques des crues ?

### 1.3. Les objectifs

Ce travail vise à étudier l'influence de la modification des états de surface du sol sur le fonctionnement hydrodynamique et ses conséquences en zones cristalline et sédimentaire. Il s'insère dans le cadre de l'observatoire ORE AMMA Catch « <http://www.amma-catch.org/> » et vise à :

- Caractériser et comparer les propriétés et réponses hydrodynamiques des sols aux échelles ponctuelles, de la parcelle et du bassin versant en zones cristalline et sédimentaire de l'ouest du Niger.

Les fonctionnements et processus hydrologiques des secteurs endoréiques du bassin sédimentaire des Iullemeden sont bien documentés par l'observatoire ORE AMMA Catch. Il s'agit donc, dans ce travail, de développer les mesures et recherches dans les secteurs mal connus des bassins exoréiques en vue de les comparer à ceux des zones endoréiques et conclure sur l'influence ou non de la géologie sur la réaction des états de surface face à une sollicitation pluviométrique.

- Tester une nouvelle méthodologie de caractérisation hydrodynamique des sols fondée sur la mesure du temps de saturation du sol.
- Améliorer la prédiction de la lame ruisselée par état de surface et par averse en s'appuyant sur le hyétogramme des pluies et modéliser le ruissellement à l'échelle du bassin versant pour une meilleure prévision des crues.

L'aptitude au ruissellement des états de surface sahéliens dépend en premier lieu de leur infiltrabilité et de l'intensité des pluies. Donc, afin de mieux prédire le ruissellement à l'échelle des états de surface, il est proposé de prendre en compte simultanément ces deux facteurs en déterminant l'évolution de l'infiltrabilité suivant la distribution des intensités au cours des averses.

- Etablir (ou pas), l'accroissement des zones cultivées comme cause de développement des surfaces érodées, et donc, de l'augmentation des écoulements et du risque des crues.

Nous tenterons de répondre, dans cette partie, à la question : y a-t-il un lien établi entre l'accroissement des zones cultivées et l'encroûtement ? Si oui comment le démontrer et même, si possible, le quantifier ?

- A l'échelle régionale, relier l'évolution des coefficients d'écoulement du bassin du Dargol (zone du socle) avec les changements d'usage des sols depuis la période pré-sécheresse ; comparer avec les bilans établis en zone endoréique.



#### **1.4. Les hypothèses**

- Les réponses hydrodynamiques des sols sont potentiellement différentes en zones cristalline et sédimentaire.
- Il est possible d'obtenir in situ, à l'échelle ponctuelle, des caractérisations des propriétés des sols suffisamment précises pour être utiles à la modélisation des écoulements.
- La prise en compte de l'évolution saisonnière des états de surface et des intensités de pluies améliore la prédiction du ruissellement.
- La mise en culture continue des terres entraîne l'encroûtement des sols et accroît le ruissellement.

#### **1.5. Les difficultés rencontrées au cours de la thèse**

Elles se résument en deux points.

- ✓ En janvier 2011, suite à l'enlèvement et l'assassinat des deux ressortissants français au Niger, les tutelles de nos encadreurs français ont pris des mesures restrictives empêchant leurs membres de se rendre facilement sur le terrain pour raisons de sécurité. Ces mesures, tout d'abord restrictives en 2011, ont débouché sur une impossibilité totale de travail sur le terrain dès la saison 2012. Bien que n'ayant pas globalement empêché le bon déroulement de nos travaux, ces fortes contraintes ont naturellement impacté des décisions techniques nécessitant leur présence sur le site ;
- ✓ En mai 2013, les services de l'Etat, en charge des exploitations minières, ont cédé une partie de notre site d'étude à une société étrangère pour exploiter le granite (extraction et concassage). Cette société a perturbé les états de surface étudiés et a endommagé certains de nos équipements (Figure 1.2). La zone principale d'exploitation est délimitée par un fossé large de 1.5 m.

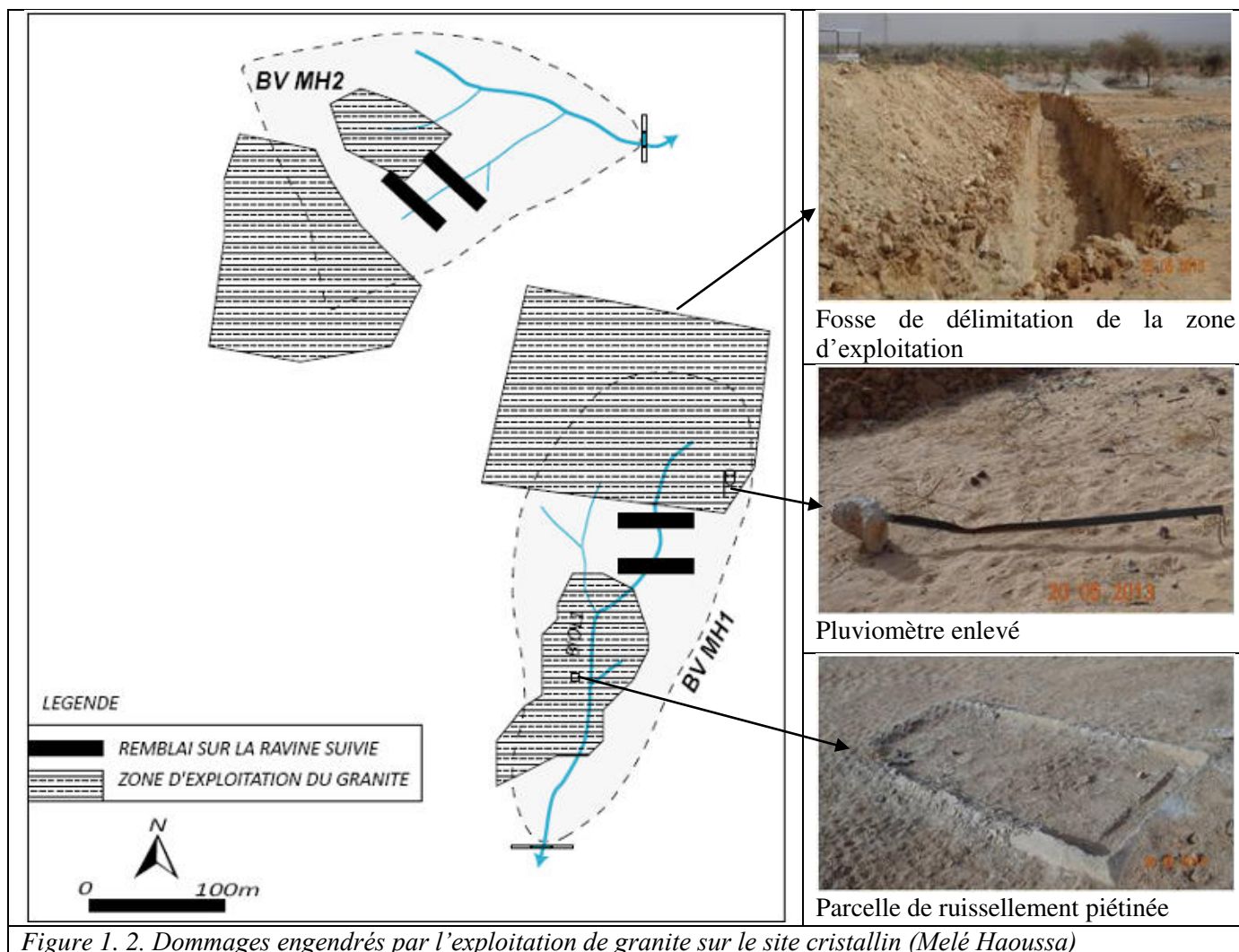


Figure 1. 2. Dommages engendrés par l'exploitation de granite sur le site cristallin (Melé Haoussa)

La création de la fosse de délimitation a pour conséquence l'isolement d'une partie du bassin car les eaux qui tombent en amont de celle-ci n'atteignent plus l'exutoire.

Suite à ces perturbations, les données hydrométriques mesurées en 2013 à l'exutoire des bassins de ce site ne sont pas prises en compte dans l'analyse de l'écoulement et des relations pluies-débits à l'échelle des bassins. Les jaugeages destinés à établir les courbes de tarage restent valables puisque les stations d'exutoires n'ont pas été modifiées mais les hauteurs et débits atteints en 2013 ont été diminués, ce qui a contribué à affaiblir nos tarages.

## Conclusion

Les récentes mutations opérées dans les pratiques culturales suite aux sécheresses qu'a connues le Sahel durant les années 1970 ont perturbé les fonctionnements hydrologiques à diverses échelles. Les processus hydrodynamiques allant du ponctuel aux bassins versants expérimentaux se caractérisent par une modification de la partition ruissellement-infiltration tandis qu'à l'échelle de l'ouest du Niger, l'enjeu se répercute sur la constitution et l'évolution des ressources en eau. D'où la nécessité de caractériser les fonctionnements hydrologiques des bassins afin de maîtriser la question de l'eau dans les différents types de milieu qui composent cet espace.

## Chapitre 2. Milieux biophysique de la zone d'étude

### *Introduction*

---

*Ce chapitre décrit les caractéristiques physiques et climatiques générales de l'ouest du Niger. Il expose en particulier les traits généraux des deux domaines géologiques concernés par cette étude, leurs caractéristiques morphoclimatiques, pédologiques et les conditions climatiques qu'ils subissent actuellement.*

---

#### **2.1. Géologie et paléoclimat**

Le contexte géologique de l'espace nigérien est relativement simple dans ses grands traits. Il est composé des trois principaux bassins sédimentaires qui sont, d'ouest vers l'est, le bassin du Niger occidental (ou bassin des Iullemeden), le bassin du Niger oriental (ou bassin du Manga) et le bassin du Djado. Ces formations sédimentaires sont entrecoupées par des affleurements du socle cristallin ou métamorphique que sont notamment le Liptako-Gourma à l'ouest, le Damagaram-Mounio au centre et l'Air et le Djado au nord.

Les deux grands ensembles qui composent l'ouest du Niger sont le socle cristallin du Liptako et le bassin sédimentaire des Iullemeden (Figure 2.1).

##### ✓ **Le socle cristallin de Liptako**

Le Liptako nigérien est limité au nord et au nord-ouest par le bassin de Taoudenni (Mali) et à l'est par le bassin sédimentaire des Iullemeden. Il correspond à la partie extrême orientale du craton ouest-africain. C'est un ensemble structural dont les principales formations, datant du Précambrien moyen (2300 à 1900 Ma), sont des ceintures de roches volcano-sédimentaires d'orientation NE-SW, séparées par des vastes batholites granitiques (Machens, 1973). Plusieurs épisodes magmatiques ont déformé ce socle (Vicat *et al.*, 1994).

Les roches volcaniques affleurent généralement en massifs de dimensions restreintes sous forme de roches plutoniques ou intrusives. Elles sont composées de granites, quartzites, diorites... On y rencontre également des séries métamorphiques (schistes, micaschistes, gneiss...) au contact des massifs granitoïdiques.

Ces formations volcaniques et métamorphiques sont encadrées par des vestiges d'une série sédimentaire infracambrienne qui repose en discordance fondamentale (Boubacar Hassane, 2010) sur le socle. Ces dépôts, composés essentiellement de grès et de grès quartzitiques affleurent au nord (Firgoun), au sud (Say, Kirtachi et Parc du W) et dans la vallée du Niger (Niamey, Tagabati). Les séries infracambriennes sont couvertes, au nord-est et à l'extrême sud-est du Liptako, des dépôts sédimentaires du Continental terminal (CT) qui sont des dépôts d'âge fini-tertiaire ayant achevé le comblement du bassin sédimentaire des Iullemeden. Dans la région de Niamey, les formations du CT reposent en discordance sur le socle altéré sur une épaisseur allant jusqu'à 50 m (Ministère des mines et de l'énergie (Niger)/DRGM, 1998) et sont généralement couvertes de cuirasse ferrugineuse.

Toutes ces formations sont, en grande partie, masquées par des dunes éoliennes organisées en cordons est-ouest (ou NW-SE sur la rive droite du fleuve). Ces dunes, d'une largeur variable atteignant 5 km et longues de plusieurs dizaines de km sont pour la plupart fixées. Elles occupent de grandes surfaces dans la partie septentrionale du Liptako et s'observent également sur la rive droite où elles bordent, par endroits, le fleuve. Cet ensemble dunaire appartient à la bordure méridionale de l'erg nigéro-voltaïque (Ousseini, 1986).

### ✓ **Le bassin sédimentaire des Iullemeden**

C'est un vaste synclinal recouvrant la partie occidentale de la République du Niger. Ce bassin est ouvert au NW sur le bassin de Taoudenni, limité au nord par les massifs montagneux de l'Aïr, à l'ouest par le socle de Liptako, à l'Est par le Damagaram-Mounio et au Sud par le socle nigérian. Son histoire est jalonnée par une alternance de dépôts marins et continentaux mis en place lors des différents épisodes transgressifs et régressifs. Les sédiments marins sont des formations carbonatées, de calcaire blanc et marne tandis que les formations d'origine continentale, déposées en différents épisodes (Continental Intercalaire, Continental Hamadien et Continental Terminal) sont détritiques à dominance argilo-gréseuse. Le Continental Terminal (daté de Pliocène, 5.33 à 2.58 Ma) constitue le dernier épisode de ces formations et affleure dans le sud-ouest nigérian sur une épaisseur moyenne de 450 m (Dubois & Lang, 1984). Il présente d'importantes variations de faciès aussi bien latérales que verticales (Monfort, 1997). Trois séries sont distinguées par Greigert & Pougnet (1967) : la série sidérolithique de l'Ader Douthi (CT1), la série argilo-sableuse à lignites (CT2) et le grès argileux du moyen Niger (CT3). Cette dernière série couvre la partie occidentale du bassin des Iullemeden et repose en discordance majeure sur le socle cristallin dans la région de Niamey.

Ce bassin présente dans sa partie SW de grands accidents d'orientation subméridienne qui, favorisés par des mouvements tectoniques, ont guidé la mise en place d'un important réseau hydrographique : les Dallols (Bosso, Maouri et Foga), qui sont aujourd'hui fossilisés par les morphogénèses du Quaternaire. Les formations du Quaternaire sont constituées de dépôts sableux qui fossilisent par endroits les formations sédimentaires.

En résumé, la vallée du fleuve, dans la région de Niamey, est une zone de transition où se juxtaposent et/ou se superposent des formations magmatiques, métamorphiques et sédimentaires. Les formations précambriennes et infracambriennes du Liptako sont localement couvertes par les séries sédimentaires du bassin des Iullemeden. Cette région est donc constituée des formations lithologiquement hétérogènes avec, d'une part, les roches dérivées du socle (les granites, les quartzites, les micaschistes) et, d'autre part, des séries sédimentaires (gréseuses ou argilo-gréseuses) dont les comportements hydrodynamiques sont fonction de chaque roche ou ensemble de roches.

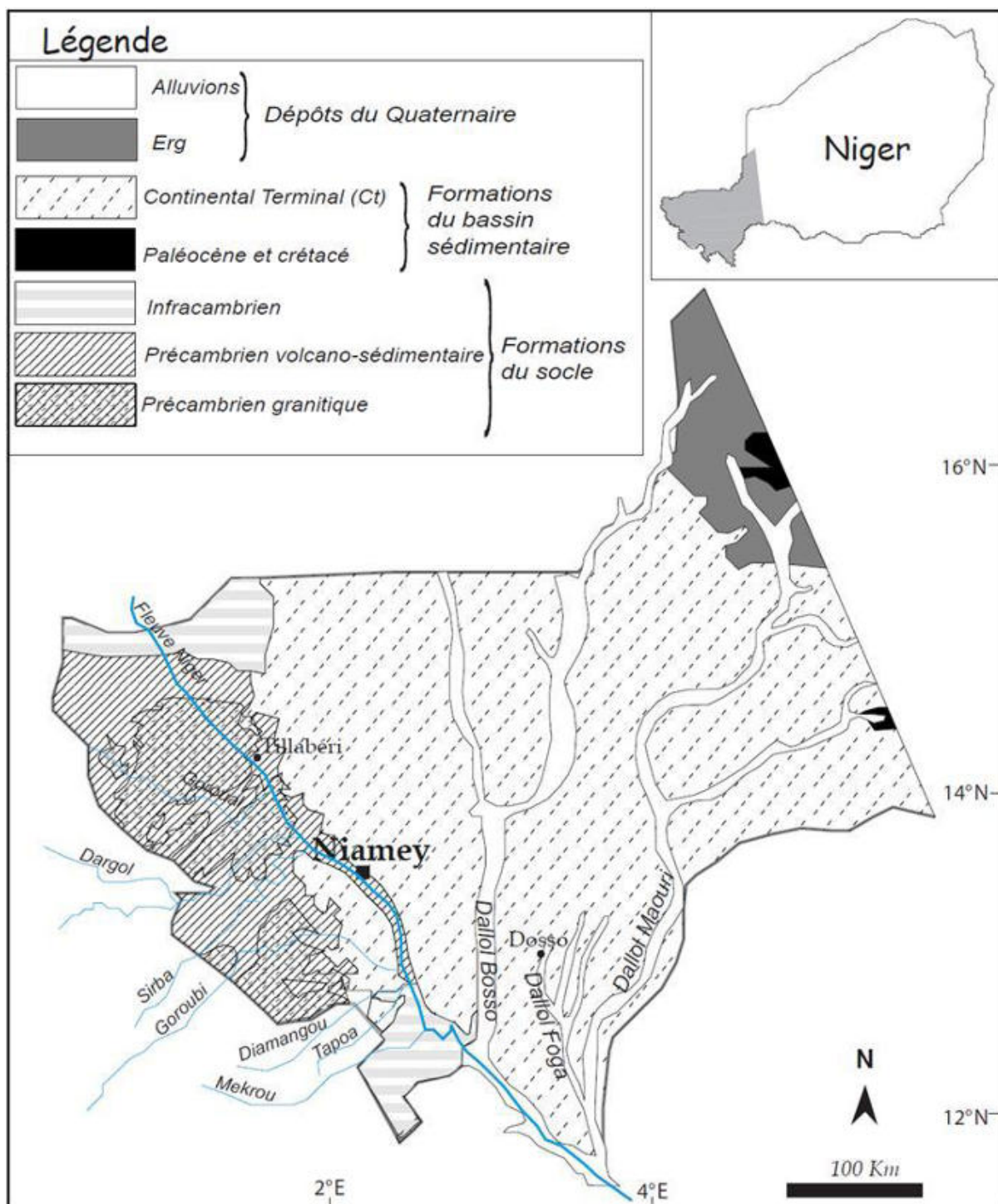


Figure 2.1. Formations géologiques de l'ouest du Niger (d'après Greigert & Pougnet, 1967), modifié

## 2.2. Les héritages morpho-climatiques

### ✓ Les héritages sur le socle cristallin de Liptako

La mise en place des unités géomorphologiques succédant à la morphogenèse précambrienne aurait été effectuée par plusieurs phases de creusement et de dépôt fluviales ayant alterné par des périodes relativement sèches de dépôts éoliens. L'édifice actuel se caractérise par la

juxtaposition de plusieurs unités drainées par le réseau hydrographique du fleuve Niger et ses affluents dont le tracé, orienté selon les directions principales NW-SE, NE-SW, N-E est conditionné par le réseau des failles du socle (Dubois & Lang, 1984). Les unités caractéristiques du paysage, dans la vallée du fleuve, sont notamment les terrasses, les affleurements rocheux, les glacis, les pédiments et les dunes de sable (Figure 2.2).

Les terrasses correspondent aux différents niveaux de plateaux façonnés par le fleuve. Plusieurs niveaux emboîtés ont été répertoriés le long du fleuve Niger : quatre selon Dubois & Lang (1984) et cinq d'après Ousseini (1986). Ces unités dont les altitudes varient entre 240 et 340 m sont damées aux sommets par des concrétions ferrugineuses du CT et sont souvent morcelées en des buttes témoins, à l'exemple de celles qui bordent le fleuve (dans le quartier Nordiré de Niamey, sur la rive droite du fleuve) et connues localement sous le nom des « trois sœurs ». En l'absence de ces concrétions, ces reliefs épars aboutissent à des avant-buttes et témoignent de la dynamique fluviale.

Les terrasses surplombent, via les talus, des longs glacis ou pédiglacis qui sont des unités de pente relativement faible et de forme concave ou convexo-concave. Ces unités sont souvent entrecoupées par des replats structuraux ou des affleurements magmatiques (dôme, filon...) et sont couverts par endroits de dépôts sableux. L'extension de ces dépôts varie spatialement. Dans la partie septentrionale du Liptako (région de Téra par exemple), ces dunes se présentent sous forme de cordons alignés orientés principalement E-W. Dans sa partie orientale (région de Gothèye), les dépôts dunaires sont plus localisés et bordent par endroit le lit actuel du fleuve.

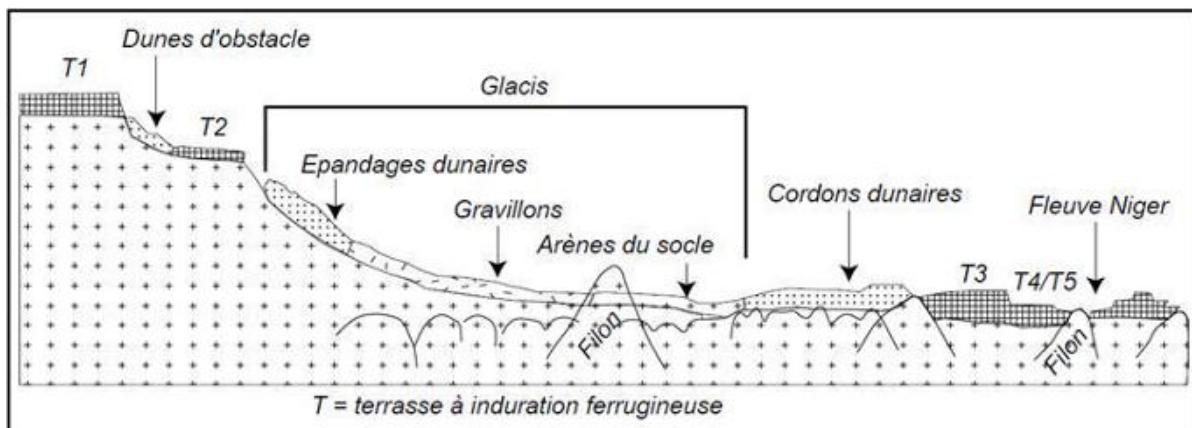


Figure 2.2. Coupe schématique des principales unités du socle (secteur de Gassikeyna, Liptako oriental). In (Ousseini, 2002), simplifiée.

### ✓ Les héritages sur le bassin sédimentaire des Iullemeden

Les aspects géomorphologiques du bassin des Iullemeden sont nés du creusement du Continental Terminal par des cours d'eau et cela aurait commencé depuis le Pliocène (Ambraseys et Adams 1986, cités par Massuel, 2005). Les traits majeurs du paysage actuel (Figure 2.3) se caractérisent par la succession de glacis et de dunes, entrecoupés par des reliefs tabulaires hérités de l'histoire climatique et géologique ancienne.

Les plateaux, qui dominent le paysage (220-240 m d'altitude), présentent en coupe des matériaux grés-argileux du moyen Niger essentiellement formés de grès et des argiles



kaolinites. Leurs surfaces sont étendues, planes ou concaves et couronnées souvent d'une induration ferrugineuse. Bergoeing & Dorthe-Monachon (1997) les qualifient de relief de cuesta à structure monoclinale, démantelée en un ensemble de buttes-témoins et d'avant buttes de taille très variable. Ils notent par ailleurs de nombreuses dolines ou pseudo-dolines sur le revers de ces plateaux, témoins d'une activité pseudo-karstique.

Un replat à induration ferrugineuse, en voie d'exhumation par érosion différentielle, se trouve en aval du premier niveau des plateaux. Mais seule la bordure de ce niveau inférieur de plateaux est visible car il a été envahi à plusieurs reprises (Desconnets, 1994) par des sables éoliens déposés en contrebas des plateaux du niveau supérieur. Ces modelés sableux, appelés « jupes sableuses » se trouvent à la base des plateaux en auréoles de 600-800 m (Ambouta, 1994) de large (et 3-4% de pente) et sont constitués de sables rouges homogènes. Ils représentent le premier des deux faciès qui forment généralement les glacis. Ces derniers se prolongent vers les bas-fonds avec un deuxième faciès sableux meuble en pente douce (moins de 2%) et régulière.

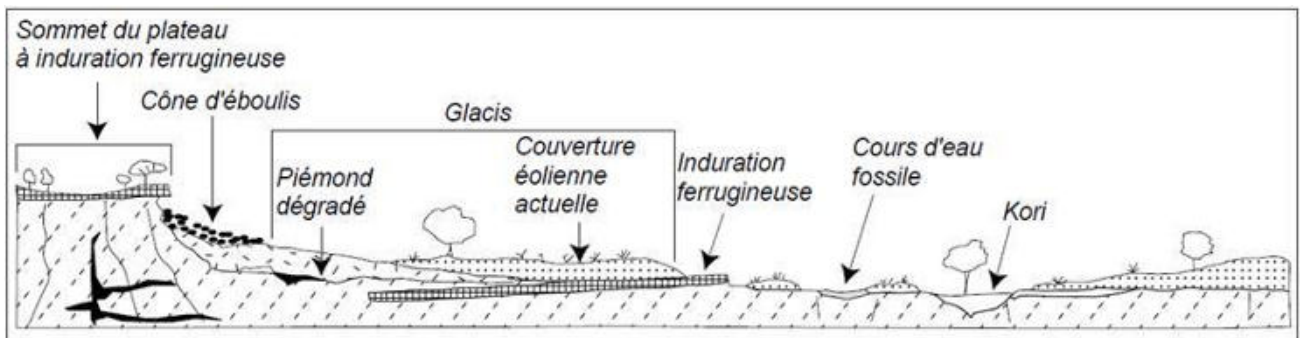


Figure 2.3. Coupe schématique des unités du bassin sédimentaire, secteur de Banizoumbou. In Bergoeing & Dorthe-Monachon (1997), simplifiée.

### 2.3. Les sols

Les formations pédologiques du Liptako nigérien sont composées grossièrement d'après la carte de Gavaud & Boulet (1967) par :

- des sols minéraux bruts en association avec des sols régiques et gravillonnaires vers la frontière malienne ;
- des sols régiques, recouverts, au nord de Téra, par des sols ferrugineux tropicaux d'ergs récents et limités au sud (vers Kokorou) par quelques formations éparses des sols hydromorphes ;
- des placages sablo-argileux sur dalles ferrugineuses et ou sur granite à l'ouest de Niamey ;
- des sols régiques et ferrugineux tropicaux peu lessivés vers le parc de W.

Quant aux formations pédologiques du bassin sédimentaire, elles sont constituées, d'après la même carte par :

- des sols bruns rouge vers la frontière malienne, limités au sud (nord de Ouallam) par des sols ferrugineux peu évolués et des sols régiques développés sur des dépôts sableux d'origine éolienne ;

- des sols ferrugineux non ou peu lessivés au sud de Ouallam, recouverts par endroits des placages sablo-argileux ;
- des sols de vallées sèches composés de gley ou pseudo-gley ;
- des sols rubéfiés et ferrugineux peu lessivés à l'est des Dallols.

Les sols caractéristiques (des deux domaines géologiques) sont essentiellement des sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés, développés sur recouvrements sableux. Cette uniformité de sols dominants sur les deux ensembles s'explique par les différents dépôts sableux (autochtone ou allochtone) ayant recouvert superficiellement les formations pédologiques originelles. Les sols sont donc particulièrement sableux en surface et leurs traits physico-chimiques sont surtout liés à leur grande pauvreté en colloïdes organo-minéraux et en matière organique (3 % sous végétation naturelle et moins de 0.5 % dans les sols cultivés) (Ambouta, 1994). D'après ce même auteur, ces caractéristiques physico-chimiques associées aux conditions du climat et de la végétation confèrent à ces sols les propriétés particulières suivantes :

- une forte susceptibilité à l'acidification ;
- une sensibilité accrue au ruissellement et à l'érosion ;
- une nette tendance à la cimentation réversible ou une prise en masse lors de l'assèchement ;
- un rapide effondrement de la structure dès leur mise en culture ;
- une prédisposition au tassement sous l'impact des gouttes de pluie et une augmentation subséquente de la masse volumique apparente de la couche influencée.

Ces propriétés modifient localement l'état du sol et créent des discontinuités spatiales importantes dans l'hydrodynamique superficielle et donc, dans la redistribution des eaux de pluies. Ces variations locales des propriétés d'un même sol en surface sont à l'origine du concept d'état de surface défini par Casenave & Valentin (1989).

## **2.4. Les caractéristiques actuelles du climat**

### **2.4.1. Point sur la mousson africaine**

Les zones de mousson sont caractérisées par l'opposition des masses d'air continentale et océanique de part et d'autre de l'équateur météorologique, ce qui crée des différences importantes de température et de pression (Janicot *et al.*, 2012). Les masses d'air océanique (zone des hautes pressions), chargées en humidité, se dirigent vers les basses pressions situées au-dessus du continent conduisant ainsi à de fortes précipitations sur la partie continentale. Dans les zones intertropicales, le climat est régi par trois grands systèmes de mousson : la mousson indienne, la mousson africaine et la mousson nord-américaine. La circulation de mousson africaine (qui concerne directement notre zone d'étude) est commandée par la position et l'importance relative des anticyclones des Açores, de Sainte-Hélène et de la Libye et de la dépression thermique du Sahara. Elle débute en mai sur la côte guinéenne, gagne le Sahel au août et redescend vers le Golfe de Guinée en novembre (Caniaux *et al.*, 2012).



L'établissement de la mousson est donc synonyme de l'installation de la saison des pluies et l'intensité de sa circulation est un facteur essentiel d'abondance pluviométrique. Dans notre zone d'étude, elle circule généralement de juin à octobre. Le reste de l'année est sec et dominé par le souffle de l'harmattan qui est un alizé continental chaud et sec en provenance du Sahara. Le mouvement périodique de la mousson confère donc au régime pluviométrique sahélien un cycle saisonnier bien marqué et plus stable, comparé à celui des latitudes moyennes (Lebel & Vischel, 2005). En outre, la pluie est pour la plus grande partie de l'année inférieure à l'ETP. Les événements orageux qui se succèdent pendant la mousson sont, en effet, entrecoupés par des séquences sèches durant plusieurs jours. Pendant ce temps, la surface du sol s'assèche considérablement sous l'effet de l'évaporation et du drainage de l'eau contenue dans les premiers centimètres du sol. L'évaporation est alors d'autant plus forte que l'énergie disponible est grande et que l'humidité relative de l'air chute pendant la journée (Guichard *et al.*, 2012).

Les précipitations sont engendrées par des systèmes convectifs de méso-échelle dont près de 90 % proviennent des systèmes convectifs organisés (Vischel, 2006). La rencontre des masses d'air (humides de Guinée et sèches du Sahara) dans la zone de convergence (ZCIT) provoque ainsi des ascendances dans la troposphère qui peuvent générer de la pluie.

Cependant, la mousson africaine connaît depuis trente ans une importante perturbation de son fonctionnement qui se répercute sur les cumuls pluviométriques interannuels.

#### **2.4.2. Variabilité interannuelle de la pluie**

Depuis la fin des années 1960, la succession quasi ininterrompue d'années sèches au Sahel a marqué les mémoires. Cet épisode anormalement long ayant causé un déficit cumulé moyen allant de 15 à 50 % suivant les secteurs est une conséquence de la variabilité de la mousson africaine qui résulte elle-même de la variabilité interne propre à l'atmosphère et des interactions multiples entre milieu océanique, biosphère continentale et atmosphère (Fontaine *et al.*, 2012). Ces variations modifient, d'une part, la position et l'intensité de la dépression saharienne, et donc, de « l'appel » d'air humide vers le continent, ce qui affecte, d'autre part, la circulation de mousson, les convections et les précipitations (Chauvin *et al.* 2010 ; Fontaine *et al.*, 2012). On note, en conséquence, une diminution du nombre d'événements au cœur de la saison des pluies (Le Barbé *et al.*, 2002 ; Panthou, 2013).

Le cumul annuel des précipitations suit un gradient nord-sud, de l'ordre de 1 mm par km environ (Lebel *et al.*, 1992) passant de moins de 100 mm dans la zone nord sahélienne à plus de 1000 mm dans la zone côtière du sud (Peugeot *et al.*, 2012). Dans notre zone d'étude, représentée ici par la série pluviométrique de Niamey, la moyenne interannuelle est de l'ordre de 560 mm / an. Cette moyenne connaît une forte variabilité interannuelle, comme le montre l'indice standardisé de précipitation (Figure 2.4). La courbe des moyennes glissantes (sur cinq ans) illustre les séquences sèches et humides sur la série. On constate la forte variabilité interannuelle des pluies, qui est l'une des caractéristiques marquantes du climat sahélien depuis les années 1990. Lebel & Ali (2009) ont démontré que, la tendance est depuis le milieu des années 1990, à l'augmentation de la pluie au Sahel central et oriental, sans, toutefois, atteindre les cumuls annuels des décennies humides (1950 et 1960).

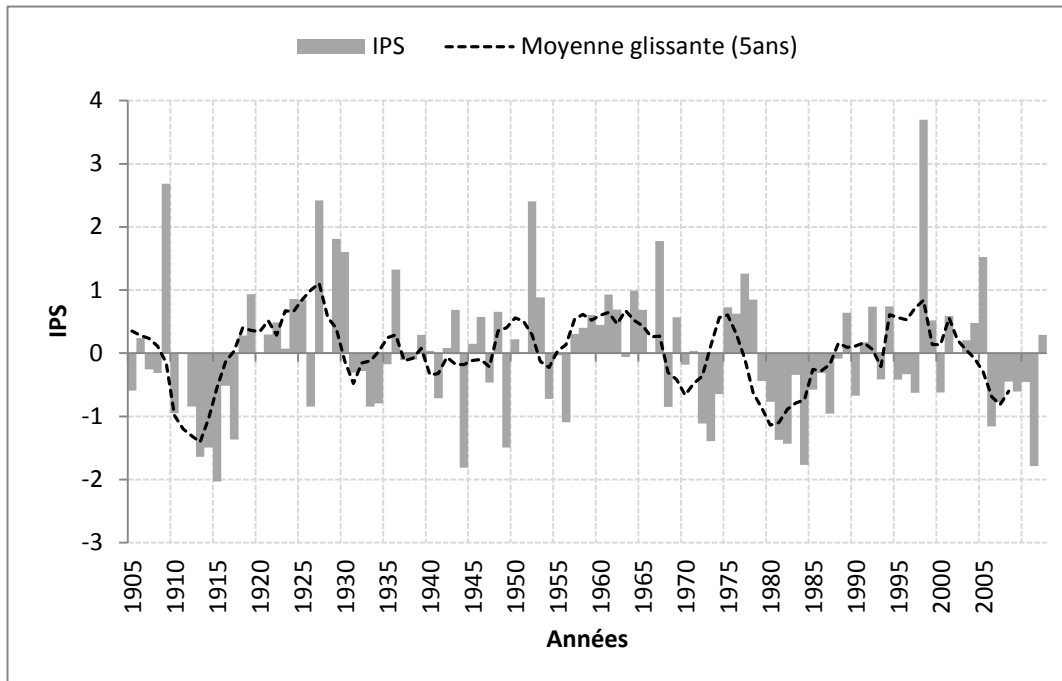


Figure 2.4. La moyenne glissante et l'indice standardisé de pluie (IPS) de la station de Niamey.

L'indice IPS est calculé par la formule  $IPS = (P_i - P_{moy})/\sigma$  avec  $i$  indice de l'année,  $P_{moy}$  (1905-2012) = 564 mm et  $\sigma = 139$  mm.

### 2.4.3. Evénements pluviométriques extrêmes et intenses

L'analyse régionale (Panthou, 2013) des extrêmes de pluie en Afrique de l'Ouest montre une rupture significative autour de l'année 1970. La contribution relative des pluies intenses au cumul annuel n'a jamais été aussi forte que sur la décennie 2000-2010 depuis 1950. Ce comportement souligne une intensification du régime de pluie sur la dernière décennie.

Les pluies sont généralement intenses et orageuses au Sahel. La durée moyenne des averses est de l'ordre de quelques dizaines de minutes ou d'une heure ou deux seulement et leur intensité peut atteindre les 100 mm/h comme l'illustre le hyétogramme de la Figure 2.5.

Le Breton (2012) a montré que 75% du cumul total de la pluie tombe avec une intensité supérieure à 30 mm/h, et 43% avec une intensité supérieure à 60 mm/h.

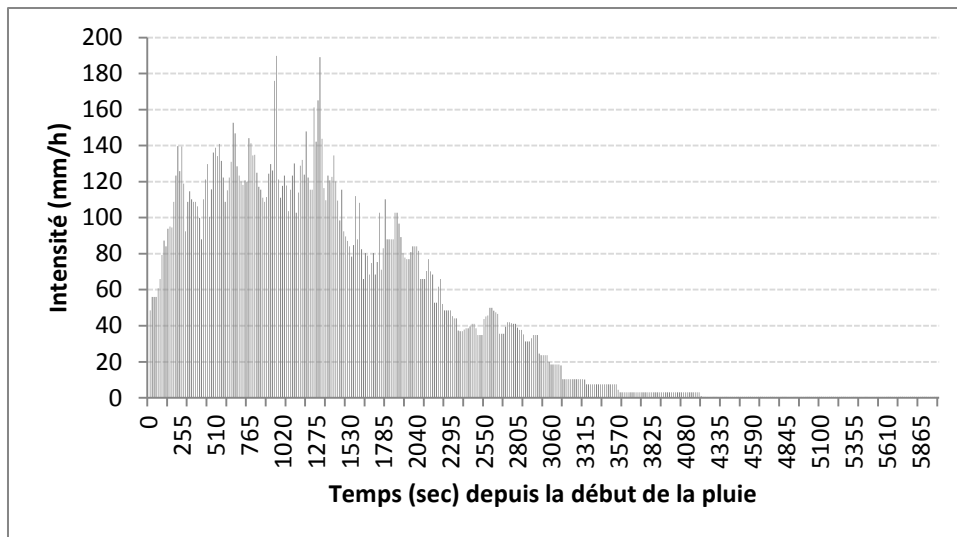


Figure 2.5. Hyétoqramme de la pluie du 25/07/2011 (Site de Melé Haoussa)

## Conclusion

Les unités géomorphologiques résultant du façonnement de relief confèrent au domaine du socle des traits caractéristiques particuliers tels que les dômes granitiques et les pédiments. Les terrasses du fleuve, couronnées de cuirasse et modelées dans des formations infracambriennes sédimentaires ressemblent morphologiquement aux plateaux gréseux du bassin des Iullemeden. Les épandages sableux du Quaternaire ayant recouvert les formations originelles font que les caractéristiques pédologiques superficielles présentent, dans leurs grands traits, beaucoup de similitude. Toutefois, l'analyse plus fine des états de surface du sol (chapitre suivant) peut révéler des nuances.



## Chapitre 3. Etats de surface et hydrologie de l'ouest du Niger

### *Introduction*

---

*Après avoir défini les états de surface (conformément à la méthode de Casenave & Valentin 1989, 1990, 1992) nous exposons les conséquences (paradoxe du Sahel et paradoxe du Niamey) de l'évolution interannuelle des états de surface sur l'hydrologie sahélienne et sur le fonctionnement des bassins de l'ouest du Niger. Nous terminons le chapitre par la description des états de surface et de quelques caractéristiques de nos sites d'études.*

---

### **3.1. Les états de surface du sol**

Les renseignements tirés des cartes pédologiques s'avéraient peu pertinents pour déterminer l'aptitude au ruissellement des différents types de sol car ceux-ci ne reflètent pas les caractéristiques hydrodynamiques. Pour déterminer de façon plus précise ces caractéristiques, des dispositifs permettant des expérimentations sur des surfaces restreintes (échelle de l'infiltromètre, du simulateur de pluie) sont apparus nécessaires. Et, en s'affranchissant des précipitations naturelles par l'utilisation de ces dispositifs, des progrès remarquables ont été enregistrés dans la détermination des variables caractéristiques de l'hydrodynamique. Ainsi, l'utilisation du simulateur de pluie dans la décennie 1980 a permis de développer le concept d'état de surface qui est l'échelle optimale de mesure des propriétés hydrodynamiques superficielles en zone sahélienne. Ce concept permet de définir un mode de représentation cartographique prenant uniquement en compte les variables conditionnant le ruissellement et l'infiltration. Utilisée depuis lors avec quelques nuances (Casenave & Valentin, 1989, 1985, Lamachère, 1988, Valentin, 1986)...), la notion d'état de surface recouvre deux composantes : les organisations pelliculaires de surface (OPS) et le couvert végétal.

Les OPS résultent le plus souvent des organisations induites par la pluie, le vent, la microfaune et les activités humaines et représentent les différenciations propres à la surface du sol : épandages gravillonnaires, micro-buttes sableuses, pellicules, litière des végétaux, micro-horizons....

Le couvert végétal désigné prend en compte toutes les strates : arborée, arbustive et herbacée selon l'échelle<sup>1</sup> d'analyse.

Ainsi, la définition d'un état de surface s'effectue à deux niveaux.

#### **1<sup>er</sup> niveau : identification et définition des croûtes superficielles**

Ce niveau consiste à identifier les croûtes selon leur structure en surface (meuble ou plasmique) afin de définir l'état du sol en surface suivant la Figure (3.1).

Les croûtes sont des couches superficielles du sol de quelques mm à quelques cm d'épaisseur dont les caractéristiques physiques et chimiques sont distinctes de celles des horizons sous-

---

<sup>1</sup> A l'échelle des parcelles expérimentales soumises à la simulation des pluies, le couvert végétal se limite à la strate herbacée.

jacents (SSSA, 2007, cité par Malam Issa, 2007). On distingue les croûtes physiques, dont les mécanismes de formation sont liés aux réorganisations des particules minérales du sol sous l'effet du climat et de l'homme, des croûtes biologiques qui sont des complexes organo-minéraux. Le processus de formation de ces dernières résulte essentiellement de la colonisation du sol par des communautés de micro-organismes photosynthétiques et de l'apport, dans le sol, d'éléments organiques d'origine microbienne (Malam Issa, 2007).

Plusieurs auteurs se sont intéressés aux processus de formation de croûtes et à leur caractérisation morphologique (Ambouta, 1994 ; Le Bissonnais & Bruand, 1993 ; Le Bissonnais *et al.*, 1989 ; Casenave & Valentin, 1989, 1992 ; Nishimura *et al.*, 1993 ; Valentin & Bresson, 1992, etc.)

Suivant les processus de leur formation et leurs morphologies sur sols sableux et limoneux, Valentin & Bresson (1992) regroupent les croûtes physiques en trois catégories.

- Les croûtes structurales : elles se caractérisent par un réarrangement in situ des particules sous l'impact des gouttes de pluie, sans mouvement latéral conséquent. On distingue morphologiquement quatre types dont trois s'observent sur sol limoneux et le quatrième sur sol sableux.

- Les croûtes de dépôts : elles sont subdivisées en croûtes de ruissellement et croûtes de décantation. Les croûtes de ruissellement se forment durant le transfert des particules par le ruissellement (laminaire ou turbulent) et se caractérisent par une structure litée et compacte. Ces croûtes sont peu triées sur sol limoneux tandis que sur sol sableux, on observe une alternance des sédiments fins et grossiers en fonction de la compétence du ruissellement. Les croûtes de décantation se forment par la sédimentation des particules en condition de flux nul et se caractérisent par un tri croissant : les éléments fins en surface et les grossiers en dessous. Casenave & Valentin (1989) assimilent à cette catégorie les croûtes de dépôts éoliens et les croûtes de dessiccation.

- La croûte d'érosion, constituée d'une fine couche compacte et lisse, dérive soit du lissage des croûtes structurales (sur sol limoneux) par les chocs répétés des gouttes de pluies, soit des croûtes structurales et de ruissellement (sur sol sableux) après décapage des micro-horizons superficiels.

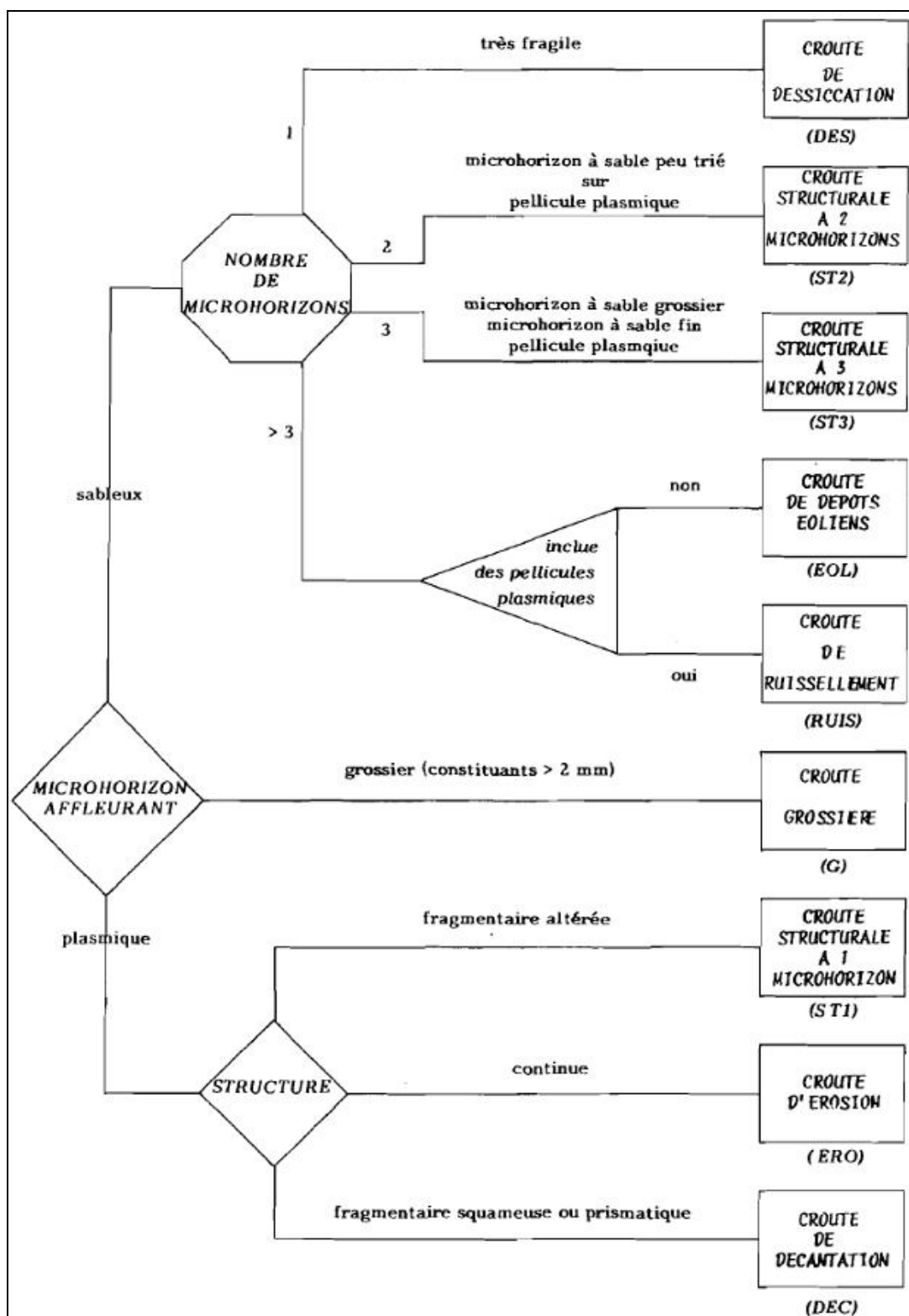


Figure 3.1. Clef de détermination des croûtes (Casenave & Valentin, 1989).

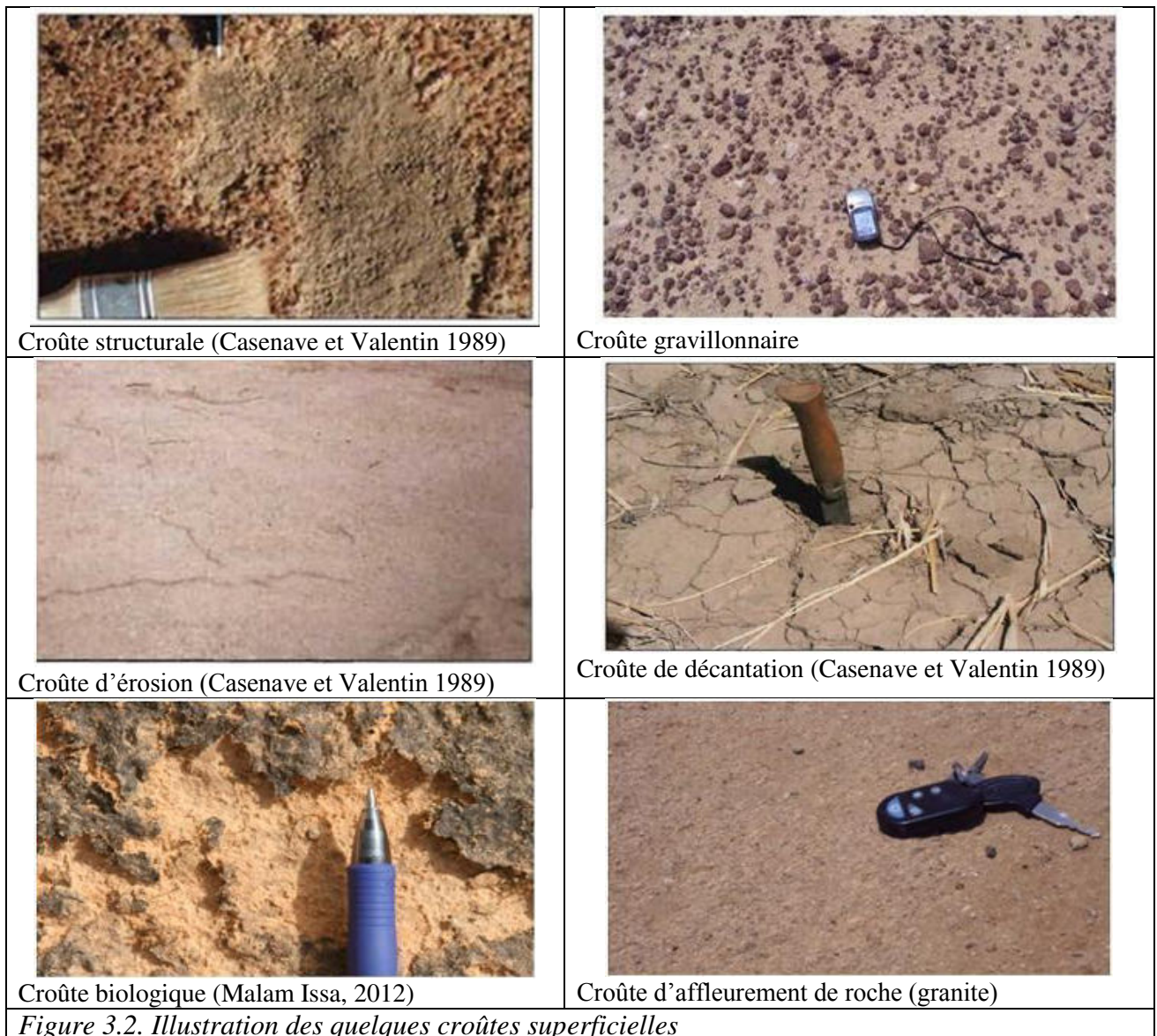
A l'échelle d'une toposéquence donnée, les croûtes structurales se situent généralement en amont, la croûte d'érosion sur le versant et les croûtes de dépôts en aval du versant. Leur extension spatiale est souvent amplifiée par le vent.

Outre ces trois catégories de croûtes physiques, il en existe bien d'autres telles que les croûtes d'affleurement du socle, les croûtes gravillonnaires, les croûtes des surfaces cultivées...

Le Bissonnais (2010), décrivant particulièrement l'encroûtement des surfaces cultivées, distingue quatre principaux mécanismes de désagrégation des mottes et leurs relations avec la dynamique de formation des croûtes sur ces surfaces. L'importance relative de chaque mécanisme dépend des caractéristiques des pluies et des sols.

Les croûtes dites biologiques se présentent sous forme d'une plaque indurée, de quelque mm d'épaisseur recouvrant la surface du sol des jachères et les bandes boisées de plateaux en particulier où le pourcentage de recouvrement est plus important comparé aux autres unités du paysage. Ces croûtes ne s'observent pas sur les surfaces cultivées à cause des remaniements (sarclage ou labour). Leur répartition spatiale est étroitement liée au gradient pluviométrique et aux usages du sol et leurs réponses aux sollicitations pluviométriques varient selon qu'elles soient sur une croûte structurale ou une croûte d'érosion (Malam Issa, 2012).

La Figure (3.2) illustre quelques croûtes de la zone d'étude





## **2<sup>ème</sup> niveau : définition des surfaces élémentaires**

La définition des surfaces élémentaires repose sur un certain nombre de critères caractéristiques du milieu dont les principaux sont le type de croûtes et la nature du milieu (cultivé ou non) (Figure 3.3).

Sur les surfaces cultivées, on distingue les différents types de surface élémentaire selon l'abondance de la porosité vésiculaire. Une porosité est dite vésiculaire si elle est constituée de pores non fonctionnels. En effet, durant l'humectation du sol, si les bulles d'air ne peuvent plus s'échapper, elles forment de petites cavités ou vésicules qui ne communiquent pas les unes avec les autres. Ce type de porosité réduit fortement l'infiltrabilité du sol.

Ainsi, pour une surface donnée, plus la porosité vésiculaire est importante, plus son infiltrabilité est faible. Casenave & Valentin (1989, 1991, 1992) proposent trois classes (< 5% ; 5-30 % et > 30 %) pour définir respectivement les surfaces élémentaires de type C1, C2 et C3 sur des zones cultivées.

Sur les surfaces naturelles ou peu anthropisées, les variables distinctives des surfaces élémentaires sont notamment le type de croûtes, la couverture végétale, l'activité faunique et la charge grossière définissant la proportion des fractions granulométriques dont la taille est supérieure à 2 mm.

L'identification des croûtes et la définition des surfaces élémentaires permettent de découper la surface du sol en des ensembles homogènes ou états de surface dont chacun a un fonctionnement hydrologique particulier. Un état de surface correspond donc à une surface élémentaire ou un ensemble de surfaces élémentaires en interaction.

Un état de surface n'est pas un ensemble figé. Il est soumis à des variations saisonnières ou à une dynamique à plus long terme. Cette dynamique est dans certains cas lente et prévisible et peut, dans d'autres cas, être perturbée et accélérée. En effet, la plupart des états de surfaces dérivent génétiquement les uns des autres (Casenave & Valentin, 1989 ; Valentin & Bresson, 1992). De ce fait, l'évolution d'un état peut être prévisible sous certaines conditions climatiques et en fonction de son sol sous-jacent. Cette dynamique, qu'elle soit saisonnière ou à plus long terme à des répercussions sensibles sur les écoulements à l'échelle des bassins versants.

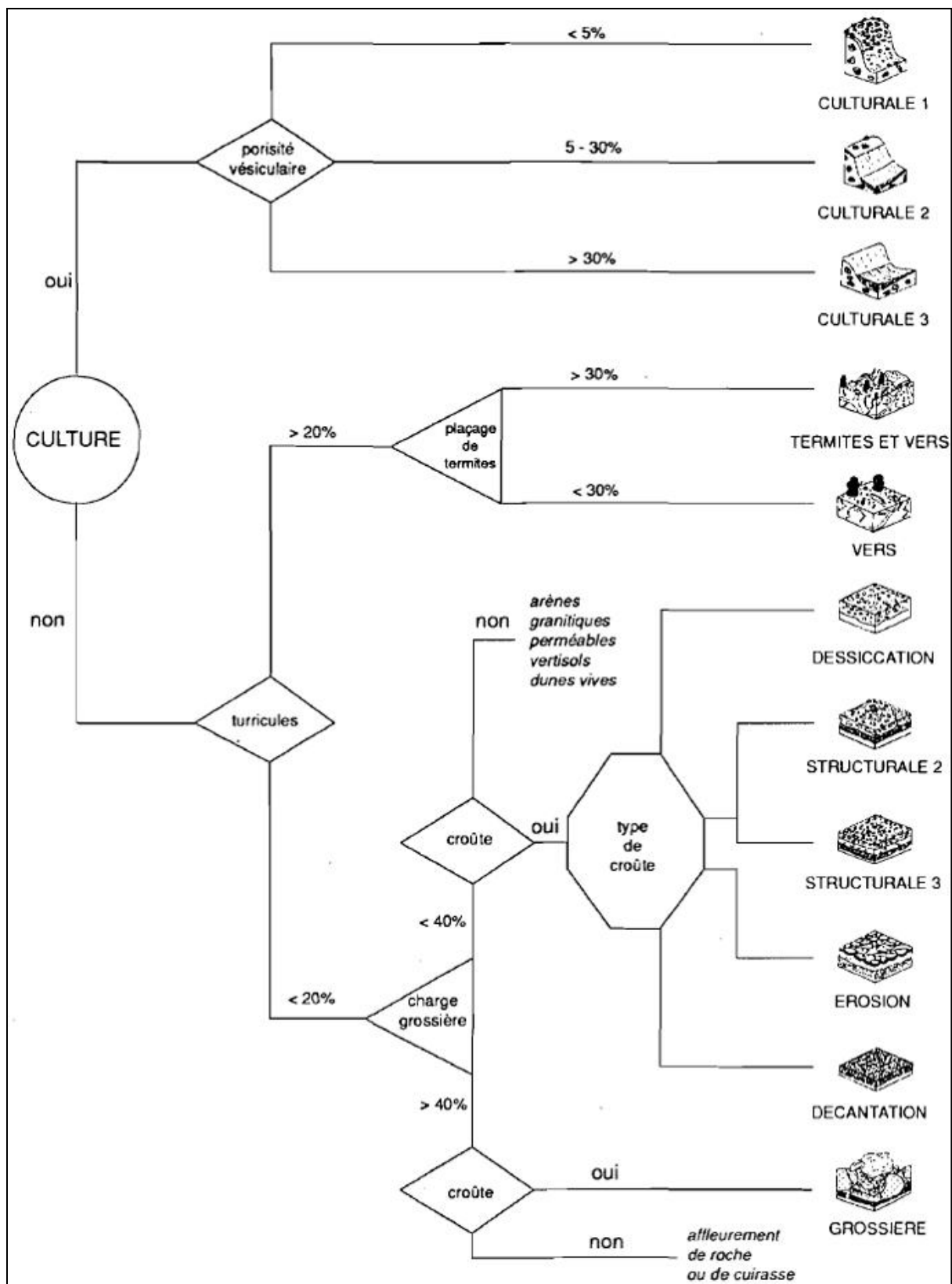


Figure 3.3. Clef de détermination des surfaces élémentaires (Casenave & Valentin, 1989).

### 3.2. L'hydrologie de l'ouest du Niger

Au Niger, le seul cours d'eau permanent est le fleuve Niger qui est un cours d'eau à régime complexe du fait de la diversité des zones climatiques sur son bassin versant. Il est alimenté en amont (Guinée) et en aval (Nigéria) par une pluviométrie à régime tropical humide tandis que dans son cours moyen, le régime pluviométrique est de type tropical sec d'hémisphère boréal. Dans ses cours amont (Niger supérieur) et aval (Niger inférieur) son hydrogramme est unimodal alors qu'il est bimodal dans son cours moyen (moyen Niger). La particularité du Niger moyen vient du fait que le fleuve reçoit dans ce bief, l'apport de ces sept principaux affluents (cf. Figure 2.1) sahéliens ainsi que ceux de koris de plus petite taille. Cet apport engendre une première crue, dite crue locale ou crue rouge, qui est observée entre août et septembre à Niamey. Le deuxième pic (crue guinéenne ou crue noire) survient entre novembre et mars (Sighomnou *et al.*, 2013) et est de loin le principal de par son débit et sa durée.

En dehors du fleuve, tous les cours d'eau sont pluviaux et se caractérisent par l'intermittence des écoulements avec, pour les uns, un réseau hydrographique organisé contribuant à l'alimentation du fleuve et, pour les autres, un réseau dégradé dont le drainage disparaît dans des bassins fermés. On distingue de ce fait, deux types de systèmes hydrologiques dans l'ouest du Niger : les systèmes endoréiques et exoréiques.

#### Les systèmes endoréiques

Un système est dit endoréique lorsque son drainage s'effectue à l'intérieur de bassins fermés, ce qui signifie que les eaux d'écoulement n'atteignent jamais la mer. L'endoréisme des bassins peut être d'origine géologique, géomorphologique et/ou climatique et peut prendre des formes variées selon l'échelle spatiale. Dans l'ouest du Niger, Desconnets (1994) distingue trois types d'endoréisme : l'endoréisme des plateaux, l'endoréisme des cuvettes et l'endoréisme des vallées sèches (les Dallols...). L'endoréisme des plateaux a une origine ancienne et structurale. En effet, les revers des plateaux, souvent déprimés, sont le siège de mares (qualifiées de dolines ou pseudo-dolines par Bergoeing & Dorthe-Monachon, 1997) qui sont hydrologiquement déconnectées les unes des autres du fait de leur position sommitale. Ce type d'endoréisme semble figé à l'échelle humaine. L'endoréisme des cuvettes est lié à la dégradation hydrographique interne des petits bassins versants qui se solde par la division de ces entités en plusieurs réseaux de drainage déconnectés les uns des autres. En effet, les dépôts sableux (cônes de déjection) qui se forment aux confluences des drains secondaires avec le cours d'eau principal sont à l'origine de la discontinuité des écoulements. Ce type d'endoréisme est réversible si l'on imagine des conditions pluviométriques exceptionnelles qui peuvent rompre ces verrous et réunifier le cours d'eau principal. Enfin, l'origine de l'endoréisme régional est liée à la mise en place des dunes et Ergs de Pléistocène qui ont fortement oblitéré le réseau hydrographique régional (Dallols, Kori Ouallam, Kori Dantiandou...) et rendu inefficace le transfert des eaux.

Dans l'ouest du Niger, les systèmes endoréiques s'observent, essentiellement, sur la formation sédimentaire du bassin des Iullemeden, et le contact entre zones endoréique et exoréique correspond au contact entre le socle du Liptako et le bassin sédimentaire des Iullemeden

(Cappelaere *et al.*, 2009). Toutefois, des systèmes endoréiques existent même sur le socle de Liptako. Leur extension n'a cependant pas une envergure régionale. Il s'agit des bassins d'extension moyenne, comme le bassin de la mare de Kokorou et bien d'autres petits bassins des dépressions interdunaires se trouvant dans la région de Téra entre le 14<sup>ème</sup> et le 15<sup>ème</sup> parallèle.

A l'échelle du Sahel, Vischel (2006) rapporte, à titre indicatif, que les régions situées au nord des fleuves Niger et Sénégal ont un comportement majoritairement endoréique.

### **Les systèmes exoréiques**

Lorsque l'écoulement d'une unité hydrologique aboutit, directement ou par l'intermédiaire d'autres cours d'eau, à l'océan, cet écoulement est qualifié d'exoréique. Dans l'ouest du Niger, les cours d'eau exoréiques sont de trois ordres : le fleuve Niger qui a un écoulement permanent, ses sept principaux affluents qui ont un écoulement saisonnier (Gorouol, Dargol, Sirba, Goroubi, Diamangou, Tapoa et Mekrou) et les koris secondaires qui leur sont rattachés dont l'écoulement est instantané, faisant directement suite aux averses. Hormis les quelques koris de la région de Niamey (Kori Karma, Kori Boubon, Kori Soudouré...) qui drainent la zone de transition (zone de contact socle-sédimentaire), la quasi-totalité des cours d'eau exoréiques se situent sur la formation du socle de Liptako, ce qui suggère un lien étroit entre l'exoréisme et le substrat géologique qu'est le socle.

### **3.3. Réactions des systèmes hydrologiques aux changements d'états de surface et du climat**

#### **Le paradoxe du Sahel**

Malgré le déficit pluviométrique observé au Sahel depuis les années 1970, des études hydrologiques (Albergel, 1987 ; Amogu *et al.*, 2010 ; Le Bissonnais & Bruand, 1993 ; Descroix *et al.*, 2012, 2013 ; Mahé *et al.*, 2005b, 2005a ; Mahé *et al.*, 2003 ; Séguis *et al.*, 2004) ont montré que l'écoulement des cours d'eau de cette zone augmente régulièrement durant la même période. D'après l'étude de Mahé *et al.* (2005b) sur l'évolution des relations pluies-débits, les écoulements ont augmenté de 35-108 % pour une baisse de pluie allant de 20-25 %. La Figure 3.4 (Amogu *et al.*, 2010) synthétise cette tendance paradoxale pour quelques affluents du fleuve Niger depuis les années 1955.

Ce phénomène, qualifié de « paradoxe du Sahel » apparaît préférentiellement dans des zones caractérisées par une diminution du couvert végétal et une extension des surfaces cultivées et des surfaces dégradées (Albergel & Valentin, 1991). En effet, suite aux sécheresses des années 1970 qui ont affecté la structure du sol et de la végétation, les terres agricoles se dégradaient et devenaient de moins en moins productives par unité de surface. Pour augmenter les récoltes, les paysans exercent ainsi des pressions de plus en plus fortes sur ces terres en élargissant les surfaces cultivées, en diminuant la proportion et le temps des jachères ou en mettant en culture des espaces marginaux pour l'agriculture. Ces pratiques culturelles extensives, cumulées aux changements d'usage des sols, ont de fait modifié les états de

surface du sol en faisant évoluer les états de surface initiaux, poreux et conductifs, vers des états plus ruisselants à court ou moyen terme. La tendance à l'encroûtement sur de vastes surfaces explique donc l'augmentation des écoulements malgré la baisse des pluies.

Le paradoxe du Sahel semble concerner l'essentiel de la bande sahélienne de la Mauritanie au Lac Tchad (Descroix *et al.*, 2013).

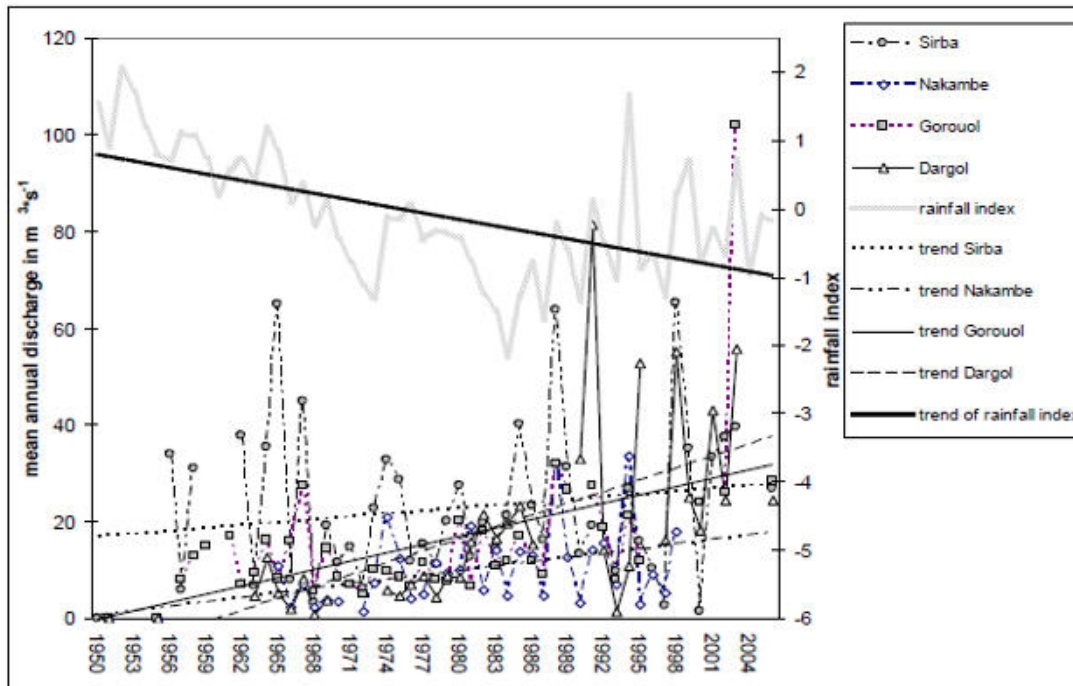


Figure 3.4. Baisse de pluie et augmentation des écoulements de quelques affluents du fleuve Niger (Amogu *et al.*, 2010).

### Le paradoxe de Niamey

Dans l'ouest du Niger, le paradoxe du Sahel a eu deux conséquences majeures :

Sur la formation du socle cristallin, l'augmentation des surfaces nues et encroûtées fait que les crues des affluents du fleuve sont plus précoces, plus intenses et leurs débits de pointe augmentent presque régulièrement d'année en année. Les récentes crues locales, de caractère exceptionnel jamais égalé depuis 1929, observées en 2010 et 2012 à Niamey (Sighomnou *et al.*, 2012, 2013) sont l'expression de ce paradoxe et tendent localement à modifier le régime du fleuve Niger. Ces crues précoces et intenses ont pour corollaire un accroissement des zones et risques d'inondation dans plusieurs villes sahéliennes (Di Baldassarre *et al.*, 2010 ; Karambiri, 2009 ; Tarhule, 2005). Le nombre d'inondations observés est en forte croissance et les risques sont en augmentation du fait de l'urbanisation (Sighomnou *et al.*, 2013).

Sur la formation sédimentaire du bassin des Iullemeden, la hausse des écoulements se traduit dans les secteurs endoréiques par un accroissement du nombre de mares, une extension de leur superficie et une prolongation de leur durée. Ceci a pour conséquence une montée du niveau de la nappe phréatique car les mares constituent les principales zones de recharge. Favreau *et al.* (2009, 2011) et Leduc *et al.* (2001) ont montré que le niveau moyen de la nappe augmente régulièrement depuis la fin des années 1960 (Figure 3.5) malgré la diminution de la

pluviométrie. Ce phénomène, connu sous le nom de « paradoxe de Niamey », résulte de la conjoncture d'une augmentation des écoulements de surface et de la présence des bassins endoréiques. Il n'est observé pour l'heure que dans le degré carré de Niamey.

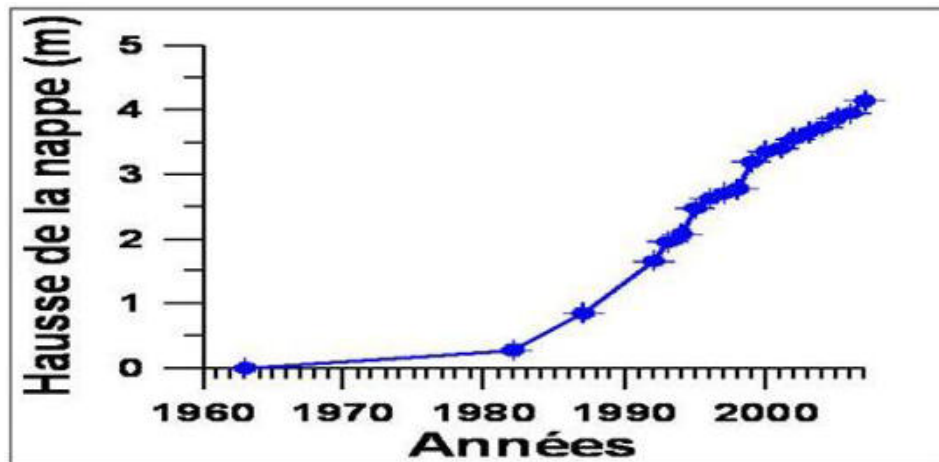


Figure 3.5. Hausse de la nappe phréatique dans la dépression piézométrique du kori de Dantiandou (d'après Favreau et al., 2009)

### Observe t-on ce phénomène dans les dépressions endoréiques du Liptako ?

Les bassins fermés de Kokorou, de Namga (dont l'origine remonte aux périodes sèches du Quaternaire) ainsi que les nombreuses dépressions inter-dunaires situées, essentiellement, entre les latitudes 14 et 14.5° sont drainés par des réseaux hydrographiques discontinus et forment donc un système endoréique dans le Liptako. Les eaux drainées par ces réseaux contribuent à l'infiltration. Cependant, l'absence de nappes phréatiques rend difficile l'évaluation de l'influence de cette infiltration sur la réserve continue en eau souterraine. En effet, le contexte hydrogéologique du socle se caractérise par une multitude d'aquifères. Trois types sont distingués (Ministère des mines et de l'énergie (Niger)/DRGM, 1998). Un aquifère superficiel, situé dans les formations d'altération et composé de plusieurs nappes discontinues de faible capacité ; un aquifère profond épousant le réseau de fissures et fractures et qui se situe entre 20 et 60 m de profondeur. Nous n'avons pas connaissance des études portant sur la recharge de ces aquifères par les eaux de surface. Le troisième type d'aquifère du socle est constitué des nappes alluviales qui bénéficient d'une réalimentation cyclique liée aux pluies et ruissellements. L'étude de la dynamique de la mare de Kokorou (Baba, 2011) illustre le lien entre cette mare et la nappe alluviale. Cette dernière reçoit quasiment les  $\frac{3}{4}$  du volume d'eau cumulé par année hydrologique, qui est de l'ordre de 45.7 millions de m<sup>3</sup>.

### 3.4. Les sites d'étude et leurs caractéristiques

Le seul critère de choix des sites est lié au type de domaine géologique. L'étude comparée des réponses hydrodynamique et hydrologique des sols en zones cristalline et sédimentaire repose, en effet, sur l'hypothèse d'une variabilité de ces processus suivant le domaine géologique. Pour cela, deux sites (Figure 3.6) sont échantillonnés sur les deux domaines géologiques de l'Ouest du Niger : le socle cristallin de Liptako et le bassin sédimentaire des Iullemeden. Deux problèmes doivent être évoqués à ce niveau. Les processus hydrologiques

et hydrodynamiques sont, a priori, très variables d'une échelle à l'autre. Une unité hydrologique, aussi petite soit-elle, ne saurait être correctement caractérisée par une seule variable du fait de la diversité des surfaces élémentaires qui la composent. Bien que l'un des objectifs de cette étude soit de comparer le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle des bassins, puis des domaines géologiques, une descente d'échelle est indispensable, d'une part, pour bien comprendre et comparer les processus élémentaires. Si la descente d'échelle est nécessaire, effectuer le chemin inverse est très problématique, d'autre part. Donc, comparer le socle de Liptako au bassin des Iullemeden, qui s'étendent respectivement sur quelques 36.500 km<sup>2</sup> (Machens 1973, cité par Gerard, 1993) et 600.000 km<sup>2</sup> (Massuel, 2005) par des sites couvrant seulement une dizaine d'hectares, suppose l'hypothèse forte de la représentativité de chaque site au domaine correspondant.

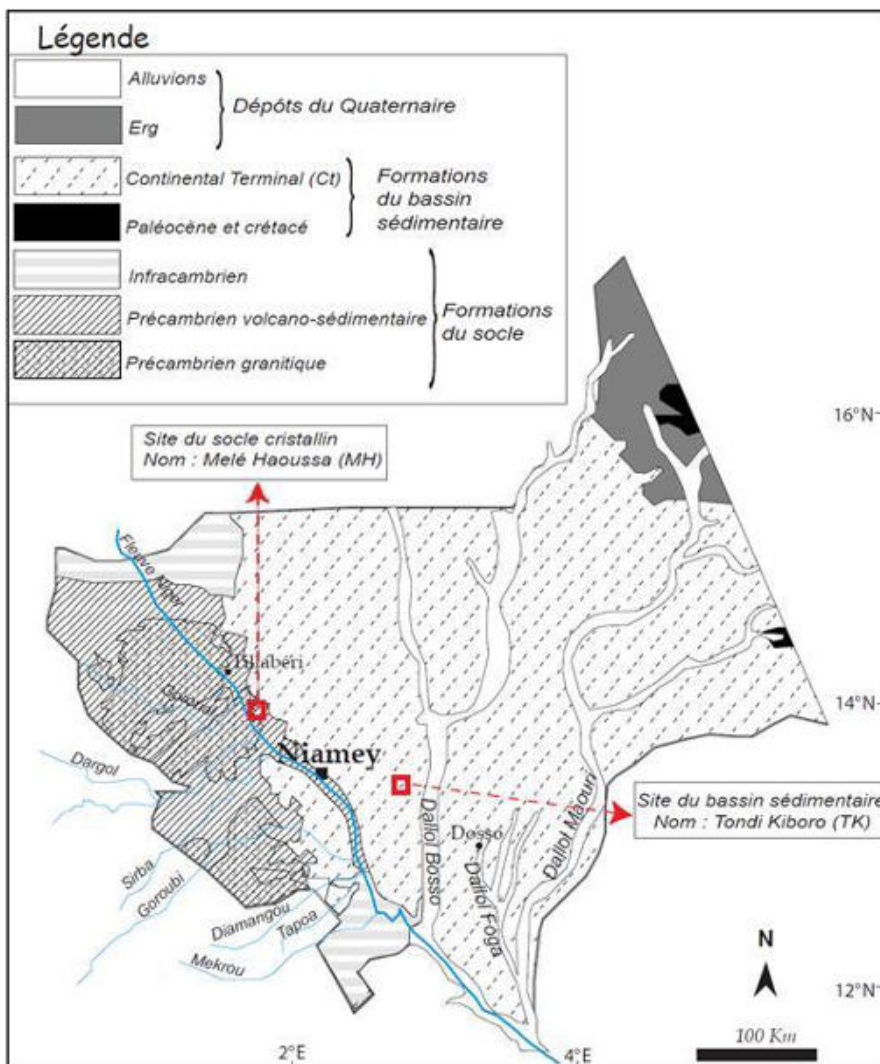


Figure 3.6. Localisation des sites d'étude

### Le site du socle cristallin

Situé à environ 70 km au NW de Niamey, le site de Melé Haoussa (terroir villageois abritant le site) est mis en place et instrumenté en 2011 dans le cadre de cette thèse. Il est composé de deux bassins versants de taille comparable (5-6 ha) mais distincts de par leur occupation des



sols et la mosaïque des états de surface qui les caractérisent. Six états de surface, répartis différemment sur les deux bassins, sont au total identifiés (Figure 3.7). Sur le 1<sup>er</sup> bassin, dénommé MH1, les 6 états de surface sont observés tandis que sur le 2<sup>ème</sup> bassin, MH2, on en compte 5 (Tableau 3.1). Le choix de ces deux bassins repose justement sur la diversité d'états de surface observés.

Tableau 3.1. Les états de surface dominants identifiés sur les bassins du socle

Etat de surface <sup>1</sup>	Bassin MH1	Bassin MH2
BIOL (croûte biologique)	✓	✓
ERO (croûte d'érosion)	✓	✓
ST (sur jachère)	✓	✓
Cultural (champs cultivé-mil)	✓	X
CG (croûte gravillonnaire)	✓	✓
Granite	✓	✓

Note : ✓ = état de surface répertorié sur le bassin.  
X = état de surface non répertorié sur le bassin

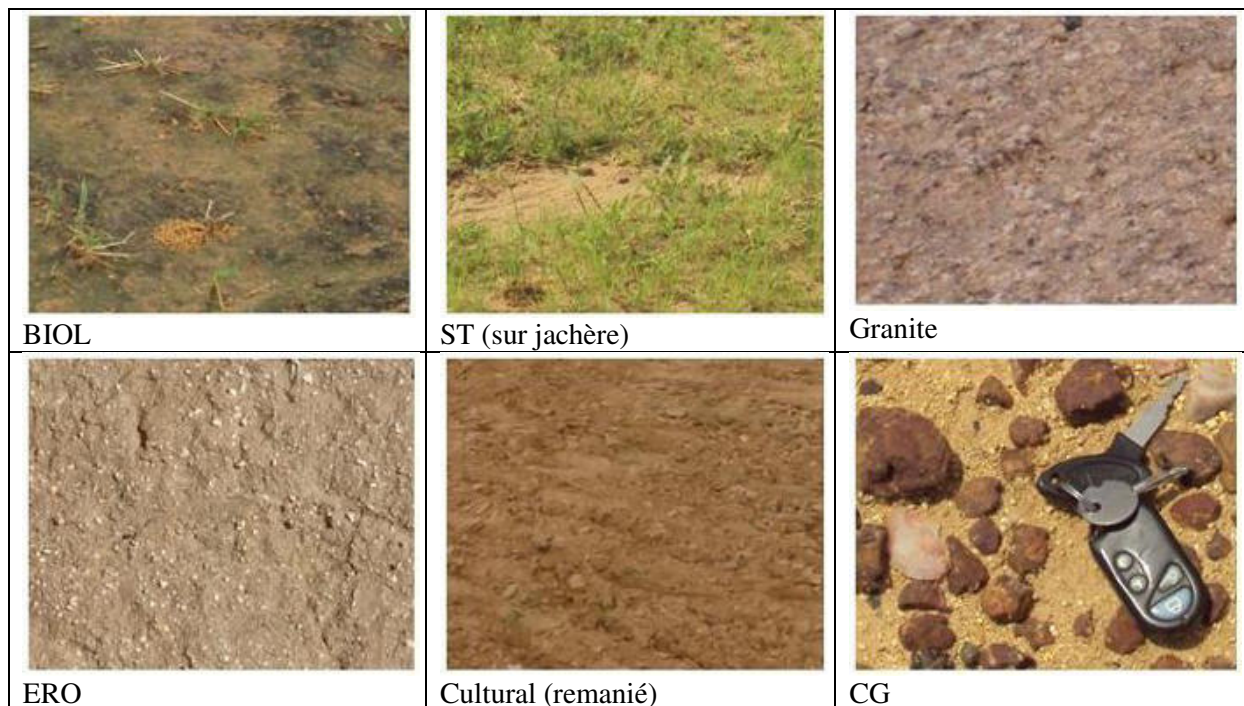


Figure 3.7. Les états de surface répertoriés sur le site du socle

Ces bassins sont drainés par des ravines du troisième ordre selon la classification de Strahler (1957). Celles-ci entaillent directement les roches du socle. Les bassins sont en effet situés sur un pédiment<sup>2</sup> (Figure 3.8) où les formations pédologiques limoneuses et ou sablo-limoneuses sont de très faible épaisseur (moins d'un mètre souvent). Celles-ci recouvrent faiblement les altérites du socle qui sont les formations superficielles les plus dominantes. Toutefois, des dépôts sableux épais (près de 3 m) sont observés (hors de nos bassins) sur les flancs des buttes résiduelles. Ils appartiennent, vraisemblablement, aux dunes rouges ayant recouvert les roches

<sup>1</sup> Les états de surfaces sont dénommés suivant la nomenclature de Casenave et Valentin (1989).

<sup>2</sup> Un pédiment est un glaciaire taillé dans les formations du socle.



du socle au Quaternaire. Sur nos bassins, le socle (granite, quartzite, etc.) altéré ou faiblement altéré affleure aussi bien sur le versant que dans les lits des ravines (Figure 3.9).

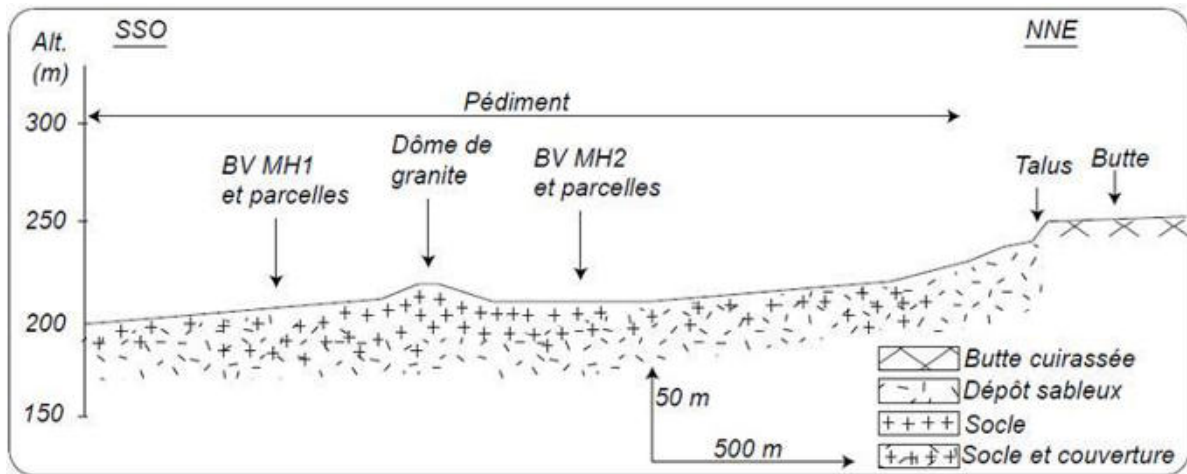


Figure 3.8. Unités morphopédologiques et position des bassins versants et parcelles de mesures du site de socle

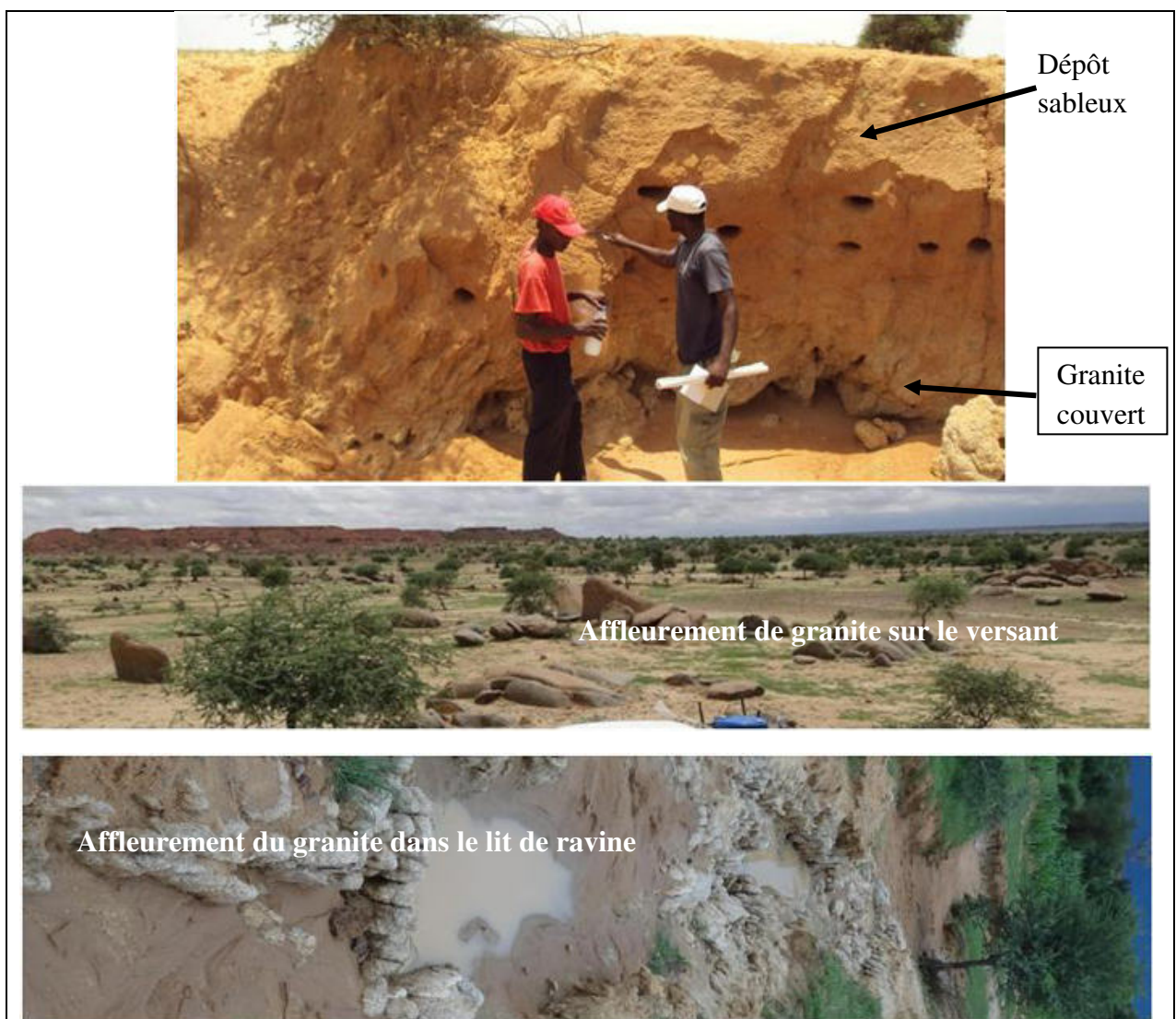


Figure 3.9. Couverture et affleurement des roches du socle.

Le bassin versant MH1, est allongé tandis que MH2 est plus compact. Les deux bassins sont équipés par des dispositifs de mesures du ruissellement, de la pluie et de débit (Figure 3.10). Quelques caractéristiques de ces bassins sont résumées dans le Tableau 3.2.

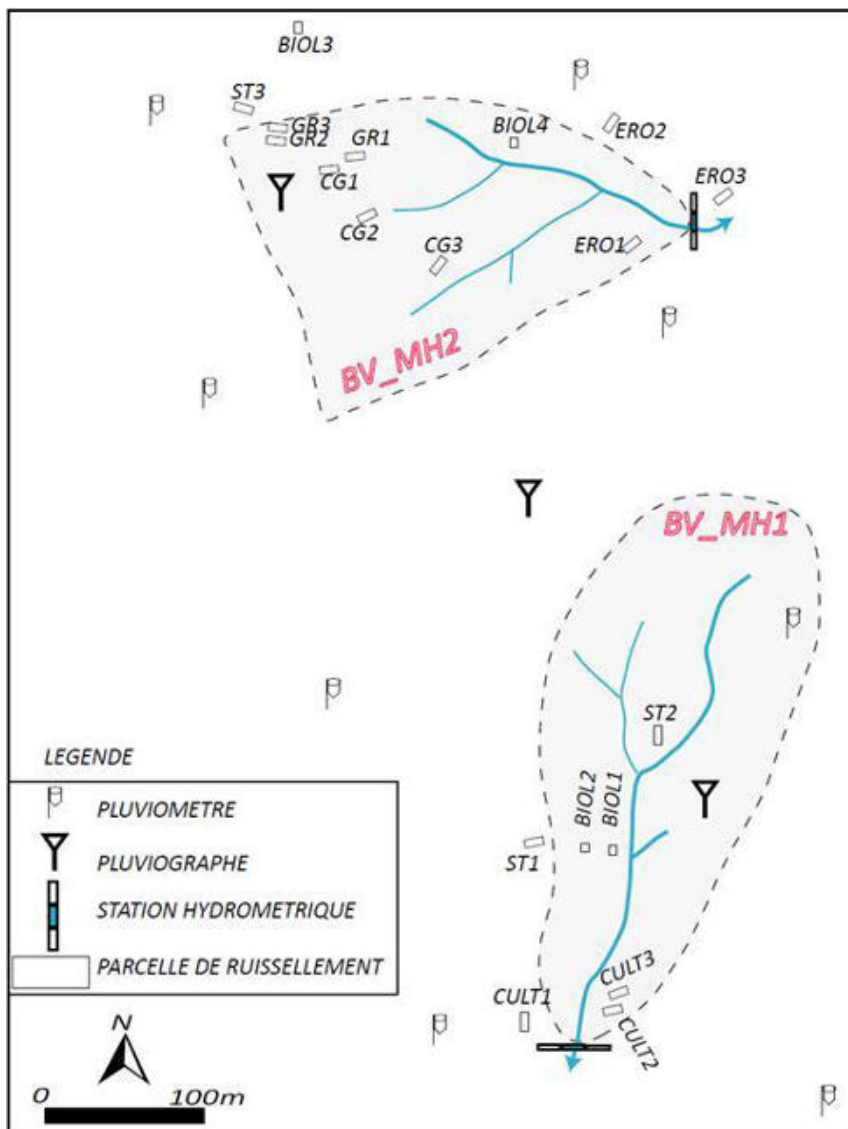


Figure 3.10. Bassins et instrumentation du site du socle cristallin

Tableau 3.2. Quelques caractéristiques des bassins versants du socle

Variable/Bassin versant	BV MH1	BV MH2
Longueur max. (m)	476	420
Largeur max. (m)	190	270
Périmètre (m)	1100	1150
Surface (ha)	5.49	6.7
Pente moyenne (%)	3.3	3.5
Indice de compacité de Gravelius	1.32	1.24
Densité de drainage (Km/Km <sup>2</sup> )	18.6	19.6

### Le site du bassin sédimentaire

Ce site est instrumenté depuis 2004 dans le cadre du programme AMMA-CATCH. Il est situé à 70 km à l'Est de Niamey et est également constitué de deux bassins versants, TK Sud et TK Nord (TK = Tondi Kiboro, terroir villageois sur lequel se trouve le site). Le critère de choix des bassins étant le même que sur le socle. TK Sud est principalement composé d'une mosaïque de 4 états de surface alors que TK Nord est globalement composé de 3 types d'états de surface dominants (Tableau 3.3). Ces états de surface sont illustrés par la Figure 3.11.

Tableau 3.3. Les états de surface dominants sur les BV du bassin sédimentaire

Etat de surface	Bassin TK Sud	Bassin TK Nord
BIOL (croûte biologique)	✓	✓
ERO (croûte d'érosion)	✓	✓
ST (jachère)	✓	✓
Cultural (champs cultivé-mil)	✓	X

Note : ✓ = état de surface répertorié sur le bassin.  
X = état de surface non répertorié sur le bassin

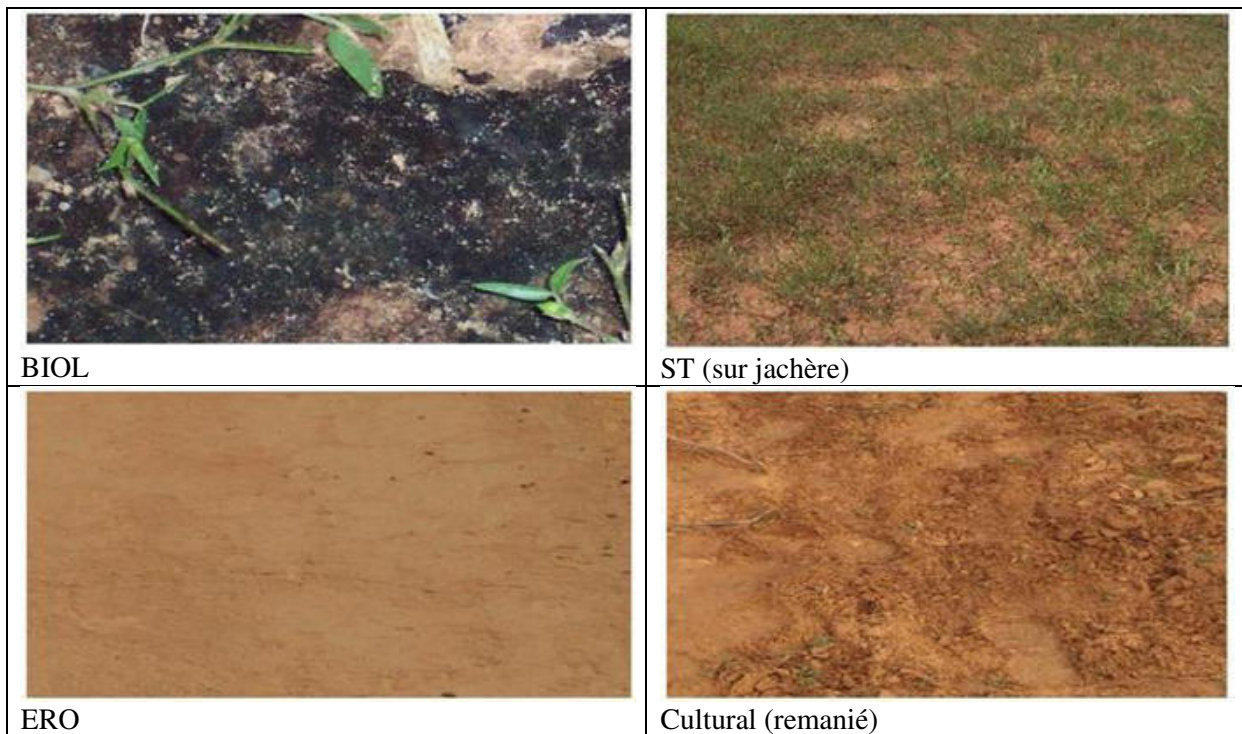


Figure 3.11. Les états de surface dominants sur le site du bassin sédimentaire

Les ensembles morphologiques caractéristiques de ce site se composent des plateaux, des glacis et de bas-fonds (Figure 3.12). Sur ces ensembles, la couverture pédologique est constituée de sols ferrugineux tropicaux épais de 2-10 m sauf sur le plateau où le placage sableux d'origine éolienne varie entre 35 et 60 cm (Ambouta *et al.*, 1996).



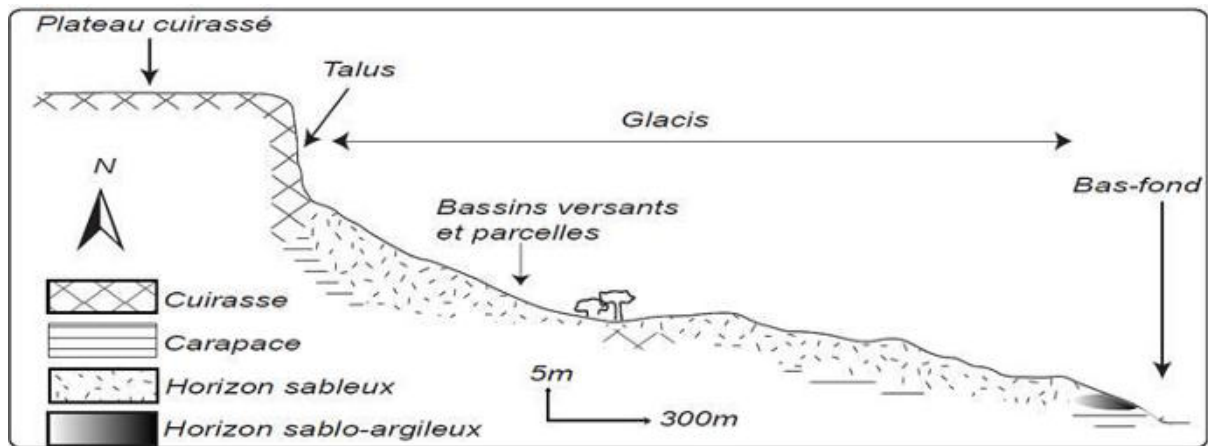


Figure 3.12. Unités morpho-pédologiques (d'après Courault et al., 1990) et situation des bassins versants et parcelles de mesures du site sédimentaire

Les bassins versants étudiés correspondent aux surfaces d'alimentation des deux ravines contiguës. Ils sont de forme allongée et drainent les eaux de plateaux et de la partie amont du glacis. Leurs exutoires, ainsi que les parcelles de mesure du ruissellement sont situés sur le glacis. La Figure 3.13 illustre le dispositif expérimental de ce site.

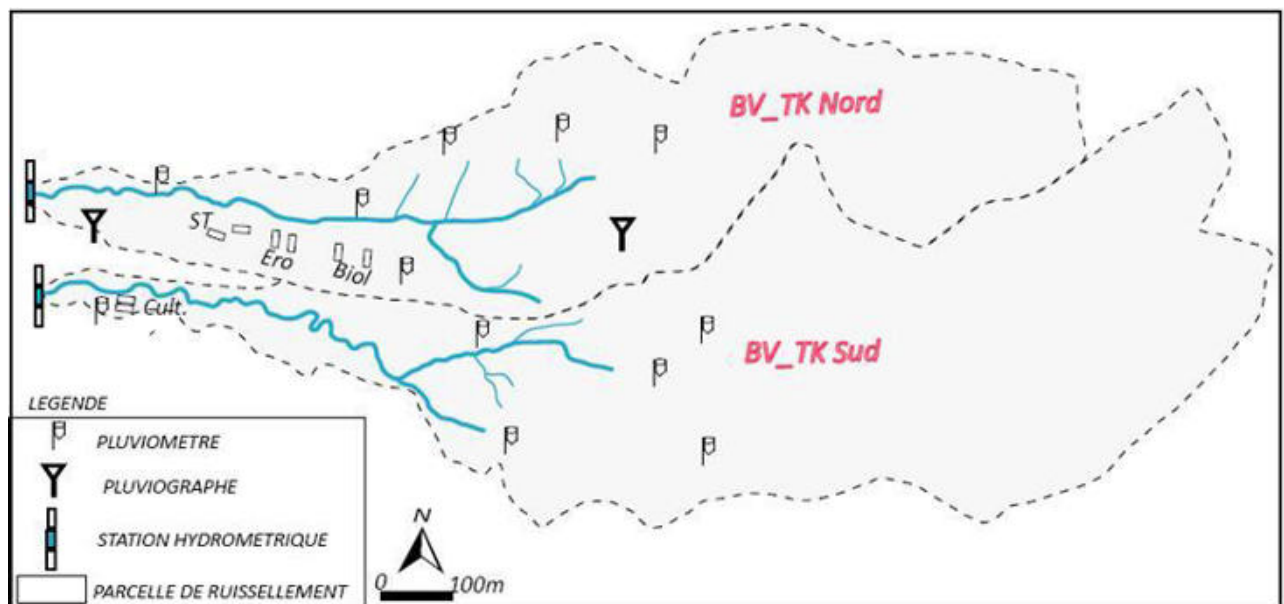


Figure 3.13. Bassins et instrumentation du site sédimentaire

Le Tableau 3.4 illustre quelques caractéristiques des bassins versants étudiés.

Tableau 3.4. Quelques caractéristiques des bassins versants du site sédimentaire

Variable/Bassin versant	BV TK Sud	BV TK Nord
Longueur max. (m)	1480	1260
Largeur max. (m)	525	300
Périmètre (m)	3860	3080
Surface (ha)	34.7	23.4
Pente moyenne (%)	1.5	2.6
Indice de compacité de Gravelius	1.8	1.8
Densité de drainage (Km/Km <sup>2</sup> )	5.1	7.8

## Conclusion

L'évolution interannuelle des états de surface dans l'ouest du Niger a des répercussions différentes sur l'évolution des réserves en eau selon qu'on soit en zone endoréique ou exoréique, ou autrement, selon qu'on soit sur les formations sédimentaires ou sur le socle. Pour comprendre le fonctionnement des unités hydrologiques sur ces ensembles, nous avons instrumenté deux sites pour décrire et caractériser les états de surface. On constate, à la lecture des tableaux 3.1 et 3.3 une variabilité inter-site des états de surface. Le site du socle est constitué des 6 états représentatifs de son paysage, contre 4 pour le site du bassin sédimentaire. Ces états, ont-ils un comportement identique ou distinct ? Les résultats de leur caractérisation seront exposés plus loin. Nous tenterons, dans le prochain chapitre, de décrire en quoi l'évolution démographique impacte les états de surface.



## Chapitre 4. Démographie, occupation des terres et hydrodynamiques des sols

### *Introduction*

---

Nous tentons de dégager dans ce chapitre en quoi la démographie et l'occupation des terres affectent le comportement hydrodynamique des sols. Nous avons, pour cela, décrit et analysé les caractéristiques démographiques et l'espace agricole de la région administrative d'étude. L'augmentation de la population (et donc des besoins alimentaires et énergétiques), le climat et la baisse de productivité des terres sont les principaux facteurs de mutation agraire qui influencent la mise en culture ou l'extension des surfaces cultivées, considérée comme cause de modification environnementale impactant superficiellement le comportement des sols.

---

#### **4.1. Caractéristiques démographiques de la région de Tillabéry**

Administrativement, les sites de Melé Haoussa et de Tondi Kiboro appartiennent respectivement aux communes rurales de Kourtey et de Dantiandou. Analyser les questions de démographie et de l'occupation des sols à l'échelle de ces communes est sans doute l'idéal. Mais, à défaut de certaines données (surfaces cultivées, rendements...) à cette échelle, nous sommes contraints de limiter notre analyse à l'échelle plus large de Tillabéry, région à laquelle ces deux communes se rattachent.

La région de Tillabéry est l'une des huit (8) régions qui composent la République du Niger. Elle est située au sud-ouest de ce pays et couvre une superficie de 97251 km<sup>2</sup>, soit 7.7 % du Niger.

Avant 1977, année de réalisation du premier recensement général de la population au Niger, l'estimation de l'effectif de la population ou des variables démographiques reposait sur les recensements administratifs, sur l'état civil ou sur les enquêtes démographiques. Ainsi, l'enquête démographique réalisée en 1960 rapportait que la population de la région de Tillabéry s'élevait à 748 000 habitants (INS, 2010). Lorsque, en 1977, le premier recensement fut réalisé, la région de Tillabéry comptait 928849 habitants dont 96 % vivait en milieu rural. Les résultats préliminaires du quatrième recensement général, publiés récemment (INS, 2013) font état de 2715186 habitants, soit une densité moyenne de 28 habitants au km<sup>2</sup>. L'effectif de la population de la région représente alors 16 % de la population du Niger.

En 35 ans (entre 1977 et 2012), la population de la région a donc connu une croissance de 292 %, soit un quasi quadruplement. La Figure (4.1) illustre l'évolution de la population entre 1960 et 2012. Dans cette région où 90 % de la population vit de l'agriculture, la dynamique démographique entraîne, sans doute, une pression sur les ressources agricoles (sol et végétation) et une redistribution spatiale de la population suivant les possibilités d'exploitation de ces ressources. L'accès et l'exploitation des surfaces agricoles sont d'autant plus contraignants que celles-ci diminuent progressivement suite à la baisse des cumuls pluviométriques ayant causé un déplacement des isohyètes vers le sud et aux sécheresses

récurrentes. Ces contraintes expliquent la trame de l'occupation humaine qui est essentiellement calquée sur le réseau hydrographique qui traverse la région, à savoir le réseau fonctionnel du fleuve Niger et le Dallol Bosso à cause des potentialités hydriques et foncières qu'ils offrent. On note, par ailleurs, une concentration croissante au sud de la région du fait des opportunités foncières qu'offre la zone du parc de W (Harouna, 2005 ; Ousseini, 2005). Les charges démographiques s'accroissent ainsi dans les secteurs les mieux pourvus en ressources foncières et forestières, ce qui, en conséquence, peut entraîner une recomposition de l'occupation des sols et des systèmes agraires.

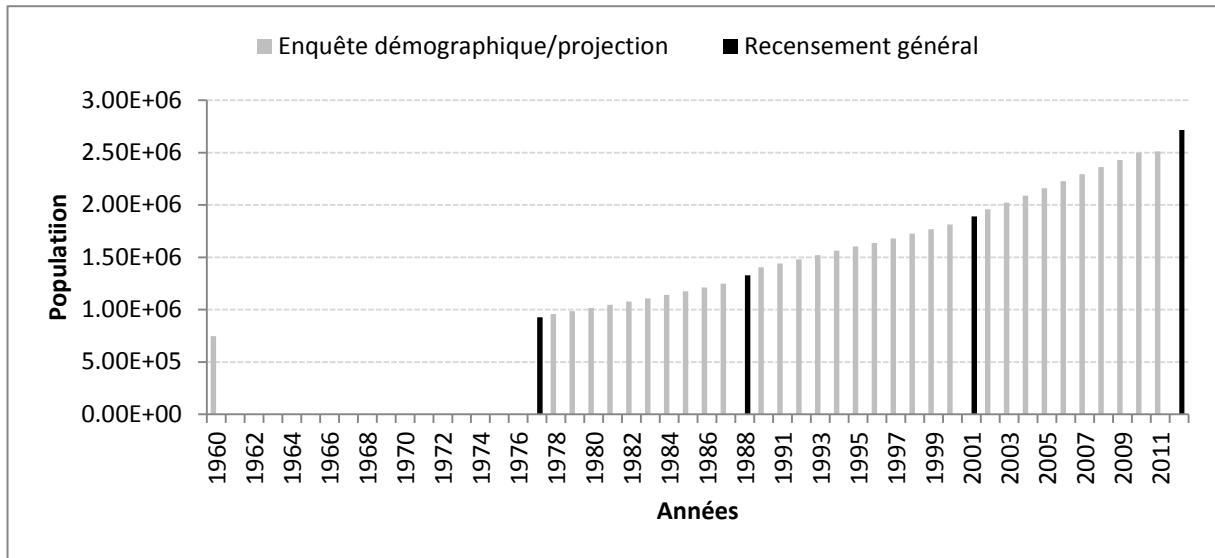


Figure 4.1. Evolution de population de la région de Tillabéry entre 1960 et 2012 (source : INS).

## 4.2. L'occupation des sols de la région de Tillabéry

Selon le document de nomenclature des éléments d'occupation du sol établi au Niger (DE/MHE/LCD, 2006), l'occupation du sol est composée de six thèmes, à savoir : la végétation, la mosaïque culture-jachère, le réseau hydrographique, le réseau routier, l'établissement humain et l'espace nu (terrain rocheux non occupé par exemple). Ces éléments sont, à un moment donné, le résultat des rapports complexes entretenus entre une société et son environnement et changent continuellement selon l'exploitation qu'on fait de l'espace. Dans cette partie, nous traitons seulement de la mosaïque culture-jachère.

### 4.2.1. L'espace agricole de la région de Tillabéry

Dans la région de Tillabéry (tout comme à l'échelle nationale), les zones agricoles théoriquement cultivables ont été définies par la loi n° 61-5 du 21 mai 1961. Avec cette loi, naquit alors le premier découpage administratif du paysage agraire qui distingue la zone agricole de la zone exclusivement pastorale de part et d'autre d'une ligne, matérialisée par l'isohyète 300 mm. Cette isohyète correspond aux conditions pluviométriques limites en dessous desquelles les cultures pluviales ne pouvaient être pratiquées de façon satisfaisante.



Ainsi, toutes les terres situées au nord de cette ligne<sup>1</sup> sont exclusivement réservées à l'élevage tandis que les terres du Sud relèvent du domaine de l'agriculture.

En 1961 (date d'établissement de ladite loi), cette ligne coïncidait grossièrement avec la latitude 15°10' Nord et intègre, comme espace cultivable, près du ¼ de la superficie du pays (Guengant & Banoin, 2003) et ¾ environ pour la région de Tillabéry. Ces mêmes auteurs rapportent que, dans la pratique, cette limite ne peut être rigide du fait des variations interannuelles des pluies et du glissement des isohyètes vers le sud. Ils notent par exemple qu'au cours des trente dernières années, l'isohyète 400 mm est descendu vers le sud de quelque 200 kilomètres à l'ouest du pays (région de Tillabéry).

En 2004, une étude sectorielle de l'environnement (ME/LCD, 2004) rapporte que la région de Tillabéry dispose de 4.480.000 ha potentiellement exploitables par les cultures pluviales, soit environ 50% de sa superficie. Donc en quarante ans, les surfaces cultivables sont passées de 75 % à 50 % de la superficie de la région. Les cultures pluviales occupent 90% de la population.

#### **4.2.2. Utilisation des sols et système de production agricole**

Le système traditionnel d'utilisation des sols de la région de Tillabéry se caractérise, d'une manière générale, par l'alternance des phases de culture (entre 3-5 ans) et de jachère (pouvant aller jusqu'à 20 ans). L'espace agricole apparaît donc comme une mosaïque d'aires cultivées et d'aires en jachère dont les proportions sont variables d'une année à l'autre ou d'une période à l'autre.

La jachère, ou abandon cultural, consiste à mettre au repos un champ (dont la fertilité a baissé) durant une période plus ou moins longue afin de lui permettre d'améliorer sa fertilité. A l'instar des autres régions du Niger (et même du Sahel), la proportion des espaces en jachère diminue considérablement dans la région du fait de la conjonction des facteurs climatiques et humains.

La production agricole pluviale est dominée par la culture des céréales (mil et sorgho). Le mil et le sorgho sont cultivés soit en monoculture soit en association avec le niébé. La tendance récente est davantage à l'association des cultures qui est devenue une stratégie d'amortissement des risques pluviométriques. On note, en outre, la culture d'autres plantes comme le sésame, l'oseille... dans le champ de mil ou de sorgho.

Le système de production est de type extensif qui met en valeur de grandes surfaces afin de produire en quantité. Ce système est consommateur de surface et empiète souvent sur les terres en jachères, des terres forestières ou sur des terres marginales à l'agriculture.

Le calendrier cultural commence avec le dessouchage et le défrichage qui permettent d'aménager l'espace à semer. Ces pratiques ont généralement lieu avant la saison des pluies. L'entretien des champs, durant la saison des pluies, se limite au sarclage (deux sarclages en général) pour améliorer l'infiltration de l'eau et réduire la concurrence aux plantes cultivées en éliminant les adventices. Le sarclage consiste à remanier la surface du sol sur une faible profondeur (5-10 cm environ). L'outil utilisé pour cela est la hiler. On note quelques fois, le labour à la charrue à la place du sarclage ou que ce dernier vient en supplément au premier.

---

<sup>1</sup> Hormis les agro systèmes aux conditions climatiques azonales permettant les productions agricoles par maraichage, irrigation ou autres.

Sur des surfaces encroûtées, les cultivateurs effectuent parfois un labour avant le premier semis afin d'aérer le sol et de faciliter la levée des plantes semées.

Après la récolte, le mode de gestion des champs, en matière de résidus de culture particulièrement, est variable d'une exploitation à l'autre. Sur notre site d'étude (et probablement pour toute la région), la tendance est davantage à la dénudation des champs. Les chaumes sont ramassés et destinés soit à la vente soit à l'embouche des animaux ou à la confection de la toiture des maisons.

#### **4.2.3. Facteurs de mutation de l'espace agricole**

Les facteurs influençant les mutations du paysage agricole sont de plusieurs ordres : climatique, environnemental, démographique, technique, social... Nous nous limitons aux principaux facteurs qui influencent la mutation, dans le sens d'une extension des surfaces cultivées.

##### **Les facteurs démographiques**

Dans la littérature il est souvent dégagé un lien automatique et évident entre la croissance démographique et l'extension des surfaces cultivées. Nous tenons à faire une nuance sur cette assertion. Le fait évident est que la croissance démographique entraîne une pression sur les ressources agricoles, et naturelles d'une manière générale. Mais cette dernière n'engendre l'extension des surfaces cultivées que si la réserve foncière (y compris les terres marginales à l'agriculture) n'est pas un facteur limitant. Dans les zones agricoles saturées où aucune réserve foncière n'est disponible (cas de certains terroirs de la région de Maradi par exemple, Luxereau, 1997 ; Yamba, 2004), on assiste plutôt à une intensification de l'agriculture, ce qui impose en soi, une profonde transformation d'habitudes et des techniques : l'usage de traction attelée, gardiennage privé des animaux sur les parcelles, l'épandage d'engrais manufacturés, etc.

Dans la région de Tillabéry, la réserve foncière est disponible. En effet, si on s'en tient au rapport sectoriel (ME/LCD, 2004), sur les 4.480.000 ha exploitables par les cultures pluviales, seul le ¼ est mis en culture. L'extension des zones agricoles est donc possible.

L'évolution démographique accroît les besoins vitaux mais aussi la disponibilité en main d'œuvre. Pour répondre aux besoins de la population croissante, l'extension des cultures est l'une des principales solutions envisagées. La Figure 4.2 illustre l'évolution concomitante de la population et des surfaces cultivées (mil et sorgho) dans la région de Tillabéry.

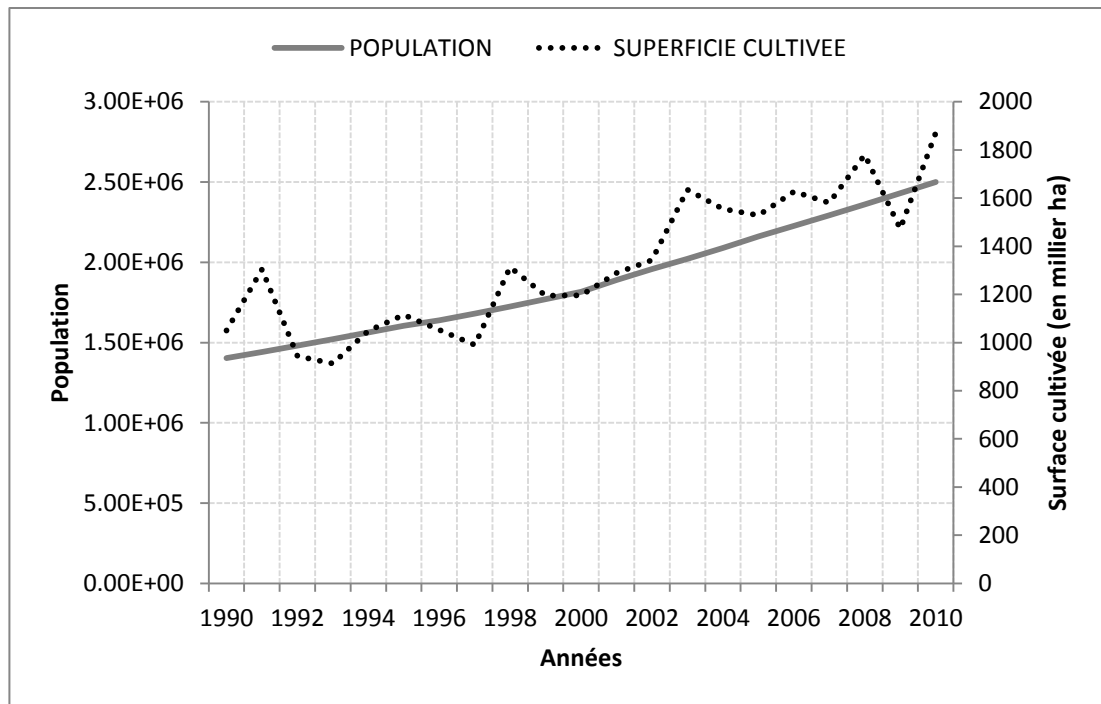


Figure 4.2. Evolution de la population et des surfaces cultivées de la région de Tillabéry entre 1990 et 2010 (source : INS 2010)

### **Les facteurs climatique et pédologique**

L'évolution des surfaces cultivées peut également être influencée par une baisse des rendements. La production par unité de surface est fonction des caractéristiques de pluie (hauteur, distribution spatiale et temporelle), de la fertilité des sols etc. La baisse des rendements se traduit par une baisse de la production et crée donc un manque à compenser. Suite aux sécheresses des années 1970 qui affectaient les productions agricoles, les paysans ont adopté des stratégies qui consistent tantôt à étendre les surfaces cultivées tantôt à multiplier les champs en disposant dans des orientations géographiques différentes afin de parer aux éventualités de la distribution spatiale de la pluie. Ces pratiques ont engendré la mise (ou la remise) en culture d'aires non encore cultivées.

Par ailleurs, la mise en culture continue des surfaces sur des longues périodes et sans amendement se traduit par une baisse de rendement, et donc de production. Or, dans la majorité des zones cultivées, le recours à l'engrais minéral est insignifiant, et l'utilisation du fumier insuffisante (Banoïn & Guengant, 1998).

La Figure 4.3 compare les évolutions des surfaces cultivées et des rendements pour la région de Tillabéry. On constate une augmentation des rendements moyens, certes, mais qui est non proportionnelle à l'augmentation des surfaces cultivées. La tendance d'évolution de ces dernières est nettement croissante tandis que celle des rendements est relativement discrète. Le rendement moyen est de 385 kg/ ha, soit un peu plus que la moyenne nationale qui est de 350 kg/ ha (Guengant & Banoïn, 2003).

Cette évolution non proportionnelle des rendements par rapport aux surfaces cultivées illustre la faible fertilité des sols et explique donc la recherche des terres fertiles.

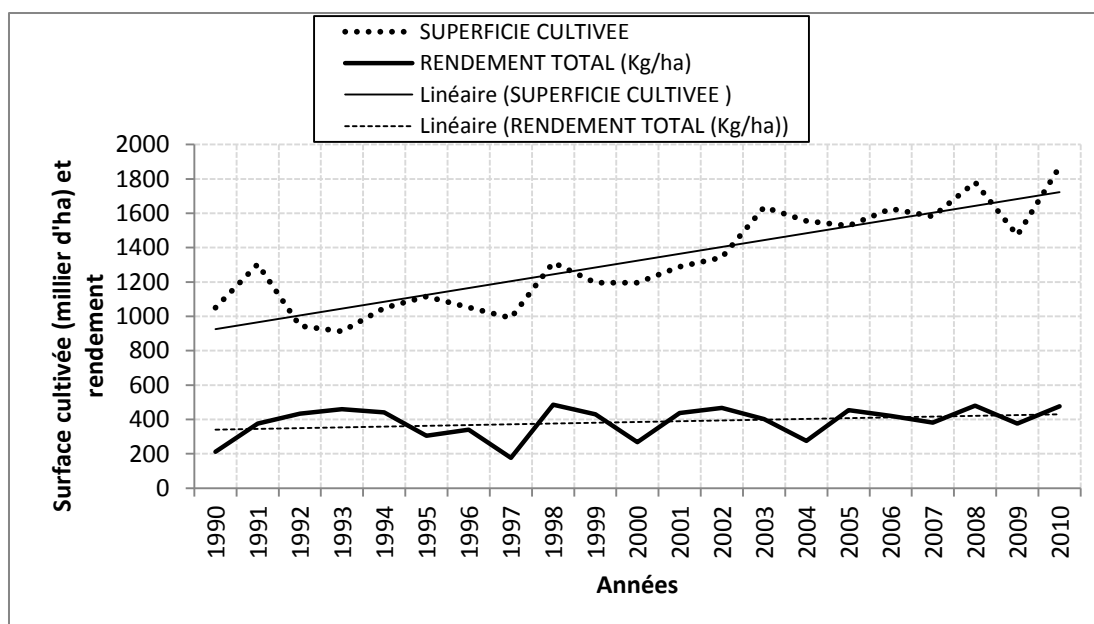


Figure 4.3. Evolutions des surfaces cultivées et des rendements de la région de Tillabéry entre 1990 et 2010

Pour trouver des terres plus fertiles, il est parfois fait recours aux terres protégées des forêts classées à cause de leurs potentialités productives. En effet, malgré la disponibilité des terres cultivables, on constate de plus en plus le défrichement des forêts classées en vue d'une utilisation agricole de l'espace. Selon la note d'information sur les forêts classées (DE/PAFAGE, 2004), la région de Tillabéry dispose de quelques 258196 ha de forêts classées en 1975, soit près de 53 % des réserves forestières du pays. Ce potentiel se répartit en six forêts. Le parc du W couvre à lui seul près de 85 % de cette réserve. En 1999, à l'exception du parc du W, ces forêts sont dégradées à plus de 60 %. Les steppes ont complètement disparu pour donner place à la savane arbustive et ou à la culture. Selon cette même source, 13 % de la dégradation résulte de la conversion de ces réserves en zone de culture.

Tillabéry est par ailleurs la région du Niger la plus affectée par le processus de dégradation du patrimoine classé. La réserve forestière de cette région fait face aux énormes besoins en bois-énergie de la ville de Niamey et des autres centres habités.

### Autres facteurs d'accroissement des surfaces cultivées

- ✓ les outils techniques de production.

Les outils utilisés (la iler, la houe, la daba, le coupe-coupe...) pour les productions agricoles sont rudimentaires. La iler et (parfois)<sup>1</sup> la charrue à traction animale (Figure 4.4) utilisées sont peu efficaces pour accroître la production. La plupart des outils utilisés aujourd'hui sont les mêmes qu'il y a plusieurs centaines d'années (Banoïn & Guengant, 1998).

<sup>1</sup> Les agriculteurs de la zone du socle utilisent peu la charrue puisqu'ils estiment que le labour à la charrue fragilise le sol et le rend vulnérable à l'érosion et au ruissellement. Il entraîne aussi le dessouchement et la fragilisation des pieds de culture. Ce qui est tout à fait raisonnable vu la faible épaisseur du sol dans cette zone.

L'inefficacité de ces outils ne permet d'autres possibilités que l'extension des surfaces pour accroître la production.



Hier manuelle



Hier à traction animale

Figure 4. 4. Les outils de travail du sol

#### ✓ L'exode

L'exode joue doublement sur les pratiques agricoles. Il se solde, d'une part, par le départ de la tranche active de la population, ce qui peut entraîner une diminution dans la production. Mais ce départ se compense, d'autre part, par l'assistance qu'apportent les migrants. En effet, ces derniers envoient souvent des ressources financières permettant à leur famille restée sur place

de mettre en valeur les terres agricoles disponibles. Les migrations internationales ne concernent que 2.4 % de la population de la région, certes (ME/LCD, 2004), mais nombre d'eux ont une situation relativement stable dans leurs pays d'accueil que sont le Mali, le Burkina et le Ghana essentiellement, ce qui leur permet de faire faire les travaux agricoles.

Tous ces facteurs (démographique, climatique, environnemental, etc.) contribuent à l'évolution des espaces agricoles. On estime à 39000 ha les nouvelles terres (non cultivées auparavant) qui sont annuellement mise en culture en moyenne dans la région (ME/LCD, 2004).

#### **4.3. De l'usage à l'encroûtement des espaces cultivés**

La baisse de la fertilité qu'entraîne l'utilisation continue des terres sans amendement n'est pas la seule conséquence de la mise en culture. Elle peut entraîner aussi une dégradation physique des sols qui se manifeste par l'encroûtement de ces derniers et par la généralisation du ravinement.

Dans les précédents chapitres de ce travail, nous avons rapporté les différents types d'état de surface de notre zone d'étude et dégagé, sur la base de la littérature, leur lien génétique et leur évolution spatio-temporelle. La croûte d'érosion (noté ERO) constitue le stade final de la dégradation physique des croûtes (cf. (Figure 1.1).

Les terres cultivées finissent donc par s'encroûter dans certaines conditions.

Le rapport sectoriel de Tillabéry (ME/LCD, 2004) note qu'environ 20 % des terres agricoles cultivables sont actuellement en état de dégradation avancé du fait des effets combinés du climat, de la pression de l'homme et du surpâturage. La dégradation se manifeste par l'encroûtement et par l'acidification des sols (Guengant & Banoin, 2003). Pour démontrer la manifestation de l'encroûtement saisonnier sur les surfaces cultivées et ses conséquences sur le fonctionnement hydrodynamique du sol, nous avons mis en place des expérimentations. Les résultats des celles-ci sont exposés plus loin.

Pour démontrer, par ailleurs, l'évolution et les conséquences à long terme des surfaces encroûtées dans la région, nous rapportons, à la fin de ce travail, le résultat d'une analyse diachronique réalisée sur un espace, représentatif de la région, couvrant le bassin du Dargol.

#### **Conclusion**

L'évolution démographique (à travers l'augmentation des besoins vitaux et la disponibilité en mains d'œuvre qu'elle entraîne), la baisse des rendements agricoles (liée aux sécheresses et à la baisse de productivité des surfaces cultivées) et certaines variables techniques et sociales sont les principaux facteurs qui se sont combinés pour entraîner l'augmentation des surfaces cultivées dans la région de Tillabéry. Ces surfaces se dégradent et leur fonctionnement hydrodynamique se modifie continuellement.

## **Synthèse de la première partie**

Cette première partie a fait le point sur le contexte scientifique de l'étude et décrit les caractéristiques physiques, climatiques et humaines de la zone d'étude.

Le paradoxe hydrologique observé au Sahel se manifeste différemment sur le socle de Liptako et le bassin sédimentaire des Iullemeden du fait de la conjonction des facteurs hydrologiques et géologiques malgré l'apparente similitude des formations pédologiques de ces domaines. Une observation fine des caractéristiques pédologiques superficielles révèle une différence numérique des types d'états de surface du sol. En effet, sur les deux sites d'étude, supposés représentatifs des deux domaines géologiques susmentionnés, on constate que le site du socle est composé des six (6) états de surface caractéristiques de son paysage, contre quatre (4) pour le bassin sédimentaire. Cette différence numérique, suffit-elle à expliquer la différence du fonctionnement des bassins de ces deux domaines ?

De la revue de littérature, rapportée au premier chapitre, on retient que les états de surface du sol constituent le principal moteur de l'hydrodynamique superficielle des sols et que ces états ne sont pas statiques. Ils évoluent sous l'influence des facteurs climatiques et humains. L'influence des facteurs humains paraît largement dominante ces dernières décennies à cause de la mise en culture des terres ou de l'extension des zones cultivées, considérées comme quelques-unes des principales causes de la dégradation physique des sols.

L'augmentation des besoins alimentaires et énergétiques (subséquent à l'évolution démographique), la baisse de fertilité des sols du fait de l'utilisation continue des terres et sans amendement motivent la mise en culture des terres comme c'est le cas dans la région de Tillabéry, décrite dans le quatrième chapitre.





# 2<sup>ème</sup> Partie

## *Théorie et méthodes de mesures*

*La mesure efficace des propriétés hydrodynamiques des sols reste indispensable dans toutes les études hydrologiques et/ou agronomiques tant la surface des sols conditionne les réponses aux conditions limites atmosphériques. Plusieurs techniques sont de nos jours utilisées. Cette partie expose les démarches théoriques et le dispositif expérimental mis en place pour déterminer ces propriétés à trois échelles : ponctuelle, surface élémentaire et bassin versant.*

*Nous présentons, par ailleurs, les approches méthodologiques de transfert d'échelle utilisées pour passer du fonctionnement hydrodynamique ponctuel au spatial.*

*Le chapitre 5 développe les approches théoriques qui sous-tendent la détermination des propriétés hydrodynamiques du sol et leurs relations caractéristiques.*

*Le chapitre 6 expose les différents matériels et méthodes utilisés à l'échelle ponctuelle pour déterminer in situ les propriétés hydrodynamiques du sol par l'étude de l'infiltration sous condition de charge*

*Le chapitre 7 présente une nouvelle méthode de détermination des propriétés hydrodynamiques du sol par la simulation de pluies appliquée sur le site cristallin.*

*Les chapitres 8 et 9 décrivent les techniques et méthodes utilisées pour mesurer le ruissellement-écoulement respectivement à l'échelle des parcelles expérimentales et des bassins versants et exposent les approches utilisées dans ce travail pour prédire la production des ruissellements et écoulements à ces échelles.*

Chapitre 5. Théories sur les processus et variables décrivant l'hydrodynamique du sol

Chapitre 6. Infiltration : matériel et méthodes de mesure in situ

Chapitre 7. Détermination des propriétés hydrodynamiques par la simulation de pluies

Chapitre 8. Mesure de ruissellement sur parcelles expérimentales

Chapitre 9. Mesure et production de l'écoulement à l'échelle des bassins versants.



## Chapitre 5. Théories sur les processus et variables décrivant l'hydrodynamique du sol

### *Introduction*

---

*Le mouvement de l'eau dans le sol obéit à des principes qui sont décrits généralement par des lois physiques. Sa dynamique dépend des propriétés de l'eau et du sol et peut être exprimée par des variables caractéristiques de l'infiltration telles que la conductivité hydraulique, la sorptivité capillaire, etc. Ce chapitre présente quelques unes de ces variables et expose des équations qui décrivent cette dynamique.*

---

#### 5.1. Généralités sur le sol

Les sols peuvent être définis de manière générale comme le produit, remanié et organisé, de l'altération de la couche superficielle de la croûte terrestre, essentiellement sous l'action d'agents climatiques et biologiques (Musy & Soutter, 1991).

Pour les physiciens, le sol est perçu comme un milieu poreux tri-phasique (solide, liquide et gazeux) dont l'évolution s'effectue sur des rythmes très contrastés selon que l'on considère la phase solide ou les phases fluides (liquide et gazeuse).

La phase solide est formée par l'association des particules minérales de différentes tailles dont la répartition numérique définit la texture du sol. Les trois classes significatives souvent représentées et desquelles le comportement du sol est largement dépendant (Henin, 1976) sont le sable, le limon et l'argile. Sable et limon peuvent être dénommés « le squelette du sol » tandis que l'argile, par analogie, peut être la « chair » du sol (Hillel, 1988).

La modification de la texture du sol est relativement lente si bien qu'elle est considérée de manière générale comme stable et inerte.

L'organisation des éléments constitutifs de la phase solide, à un moment donné, définit la structure du sol. Elle décrit à la fois le mode d'assemblage des particules et les réseaux des espaces lacunaires qui sont des cavités non occupées par la matière solide. Alors que la texture est plus ou moins constante pour un sol donné, la structure est hautement dynamique, sujette à une évolution relativement rapide sous certaines conditions naturelles (précipitation, alternance humectation-dessiccation, gel-dégel...), biologiques (activités de la pédofaune) ou anthropiques (déformations dues au travail du sol : ameublissement, tassement...).

La caractérisation directe de la structure du sol est relativement complexe et requiert des méthodes non destructives, condition qui rend leur mise en œuvre relativement malaisée. Par conséquent, on fait souvent recours à des approches indirectes qui mesurent quelques propriétés influencées par la structure plutôt que la structure elle-même en analysant soit les conséquences de l'assemblage des particules, soit l'organisation des vides dans lesquels se déroulent les processus de transfert des fluides (Musy & Soutter, 1991). La première approche définit, de façon relative, la teneur volumique, ou couramment, la masse volumique apparente de la matière solide tandis que la seconde définit la proportion du volume des vides. Ainsi, pour un volume élémentaire représentatif (VER) du sol, on a :

- La masse volumique du solide  $\rho_s = \frac{M_s}{V_t}$  avec  $M_s$  la masse du solide et  $V_t$  le volume total du sol
- La porosité  $f = \frac{V_v}{V_t}$  avec  $V_v$  le volume du vide

La phase liquide se caractérise par une variabilité spatiale et temporelle due soit aux apports (pluies, sources) soit aux pertes (évaporation, drainage...). Son évolution est conditionnée par les caractéristiques du fluide et par celles des espaces lacunaires. Le volume de la matrice solide étant constant (ou en tout cas considéré comme tel), les phases liquide et gazeuse sont donc en équilibre dynamique dans l'occupation des espaces « vides » de sorte que si le volume de l'une augmente, celui de l'autre diminue et inversement. La caractérisation de la phase liquide est importante. Elle est définie par la teneur en eau volumique et la teneur en eau pondérale. La teneur en eau volumique varie entre une valeur minimale, dite teneur en eau résiduelle ( $\theta_r$ ) et une valeur maximale, teneur en eau à saturation ( $\theta_s$ ) correspondant quasiment à la porosité du sol. La valeur de  $\theta_s$  varie en moyenne entre 0.30 et 0.48  $\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$  (Moeys, 2007)

- La teneur en eau volumique  $\theta = \frac{V_w}{V_t}$  ;  $V_w$  étant le volume du liquide.
- La teneur en eau pondérale  $W = \frac{M_w}{M_s}$  où  $M_w$  est la masse du liquide et  $M_s$  celle du solide.

## 5.2. Dynamique de l'eau dans le sol

Dans la zone non saturée du sol, la dynamique de la phase liquide résulte de l'action des diverses forces auxquelles elle est soumise : forces de gravité, de capillarité, d'adsorption... Toutefois, le potentiel de pression auquel elle peut être soumise est inférieur à la pression atmosphérique. Son potentiel de pression est donc négatif. La description de cette dynamique en termes de forces conduit à distinguer, l'eau gravitaire de l'eau capillaire selon la nature des forces qui conditionnent de manière prépondérante son comportement. Si la pression résulte des forces de capillarité et d'adsorption, on parle de potentiel de pression matricielle puisque les forces en présence sont dues à l'attraction exercée par la matrice solide du sol (Hillel, 1988) . L'expression de ce potentiel de pression s'écrit :

$$\Phi_p = \rho_w * g * h \quad (5.1)$$

où  $\rho_w$  = masse volumique de l'eau

$g$  = accélération de la pesanteur

$h$  = hauteur d'eau au-dessus de la surface libre ( $h < 0$ )

En considérant la phase liquide homogène et incompressible, sa masse volumique ( $\rho_w$ ) reste constante, et l'on peut exprimer la même grandeur physique en mètres d'eau.

$$\varphi_p = h \quad (5.2)$$

Ce potentiel correspond alors à une énergie par unité de poids (J/N). Son unité en m d'eau ne correspond pas à une distance, mais à une pression exprimée par une colonne d'eau verticale de même hauteur. Le potentiel de pression matricielle est souvent appelé plus simplement potentiel matriciel ( $h$ ) qui est une grandeur négative en zone non saturée, l'eau étant à une pression inférieure à la pression atmosphérique. L'opposé de  $h$  est appelé succion matricielle ( $\Psi$ ) et est donc une grandeur positive en zone non saturée.  $\Psi = -h$

Par ailleurs, si la dynamique de l'eau est soumise aux forces de la pesanteur, elle est décrite par le potentiel de gravité qui, dans le cas d'une solution homogène du sol, dépend seulement de sa cote altimétrique par rapport à un système de référence notée  $z$ . Par convention, l'axe de  $z$  est orienté positivement vers le bas, avec comme origine la surface d sol.

$$\varphi_g = -z \quad (5.3)$$

Cette description de la phase liquide sous ses différentes formes ne permet pas d'expliquer le transfert de l'eau car ces potentiels n'agissent pas de la même manière et leurs gradients séparés peuvent ne pas être toujours semblablement efficaces pour créer un écoulement. De ce fait, l'eau du sol ne diffère-t-elle pas d'une place à l'autre ou d'un instant à l'autre par sa forme, mais par son énergie potentielle (Hillel, 1988). Le concept de potentiel total permet de quantifier cet état énergétique de l'eau du sol. Il correspond à la somme des diverses énergies potentielles qui agissent sur l'eau du sol.

D'autres forces peuvent en effet influencer le mouvement de la phase liquide du sol, telles que celles liées aux potentiels thermique et électrique. Mais ces potentiels sont négligés et la phase liquide du sol est assimilée ici à l'eau pure. Ainsi, le potentiel total s'écrit :

$$\varphi_{tot} = \varphi_p + \varphi_g \quad (5.4)$$

Le potentiel total s'exprime couramment par la notion de charge hydraulique totale ( $H$ ) ayant comme composantes les potentiels matricielle et de gravité :

$$H = h - z \quad (5.5)$$

Le comportement dynamique de la phase liquide s'effectue donc en réponse aux variations spatiales de la charge hydraulique, exprimée sous forme de gradient de charge ( $\text{grad}H$ ) entre deux points successifs de l'écoulement. Le mouvement de l'eau tend donc vers l'équilibre en se déplaçant d'un point à énergie élevée vers un point de plus faible énergie (Soria Ugalde, 2003).

Les phénomènes mis en jeu dans le transfert de l'eau en milieu poreux non saturé sont décrits par la loi de Darcy (Darcy, 1856) dont l'expression généralisée est :

$$\vec{q} = -K(\theta) \overrightarrow{\text{grad}H} \quad (5.6)$$

où  $q$  est le flux découlement [ $LT^{-1}$ ] ;  $K(\theta)$  est la conductivité hydraulique, variant fortement en fonction de la teneur en eau volumique [ $LT^{-1}$ ] et  $gradH$ , le gradient de charge hydraulique.

### 5.3. Les variables caractéristiques de l'hydrodynamique du sol

#### 5.3.1. La conductivité hydraulique

L'Equation 5.6 introduit une grandeur fondamentale pour la description du transfert de l'eau dans le sol, la conductivité hydraulique. C'est une grandeur qui caractérise l'aptitude du sol, et, plus généralement celle d'un milieu poreux à laisser circuler un fluide. Elle dépend de la structure du sol, plus particulièrement de la géométrie du réseau poreux mais aussi de la nature du fluide (viscosité). La conductivité devient une variable intrinsèque du sol si l'on se fixe la nature du fluide (l'eau) et sa température. Toute modification de la structure du sol affecte directement la conductivité hydraulique et, inversement, à conditions égales ( $\theta$  et  $h$ ), tout changement significatif de valeur de la conductivité, en drainage ou en humectation, décrit l'évolution de la structure pour un sol donné. Toutefois, la conductivité hydraulique est fortement liée à la teneur en eau et au potentiel matriciel. Elle est donc exprimée soit en fonction de  $\theta$ , soit en fonction de  $h$ , notée respectivement  $K(\theta)$ ,  $K(h)$ .

#### 5.3.2. La sorptivité capillaire

Le transfert de l'eau dans le sol s'effectue selon les forces gravitaires et capillaires (verticale et latérale). En l'absence des forces gravitaires, ce qui est approximativement le cas au début de l'infiltration de l'eau dans le sol, le mouvement de l'eau est régi par la sorptivité capillaire. La sorptivité, introduite par Philip (1957b), est un paramètre hydrodynamique qui décrit la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité, pour des conditions initiales et aux limites données (Parlange, 1975). Elle est définie (Equation 5.7 ; Philip, 1957b), comme étant le coefficient de proportionnalité de l'infiltration par la racine du temps.

$$I = S\sqrt{t} \quad (5.7)$$

Les effets capillaires sont élevés durant les premiers instants d'infiltration sur un sol initialement sec, mais diminuent progressivement au fur et mesure que la teneur en eau tend vers la saturation. La sorptivité est donc, contrairement à la conductivité hydraulique, fonction de la teneur en eau initiale  $\theta_i$ .

La conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire sont des paramètres fondamentaux pour caractériser les réponses hydrodynamiques ponctuelles des sols. Partant de ces paramètres, il est possible d'inférer bien d'autres grandeurs physiques explicatives des comportements hydrauliques des sols (White & Sully, 1987).

#### 5.3.3. Le temps de saturation du sol ( $T_s$ )

Il correspond au temps à partir duquel la surface du sol se sature pour une intensité de pluie et des conditions initiales données. En effet, à partir de l'instant où le sol se sature, diverses situations peuvent se présenter (Boulier, 1985) : soit l'excès d'eau s'accumule à la surface en

formant une lame d'eau dont l'épaisseur croît avec le temps (présence d'un micro relief par exemple), soit l'excès d'eau ruisselle à travers une mince lame d'eau. Dans ce dernier cas, le temps  $T_s$  définit alors l'instant à partir duquel le ruissellement peut, potentiellement, se déclencher.

Sur la base de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire du sol, Boulier *et al.* (1987) ont proposé une approche analytique permettant de déterminer les bornes inférieure et supérieure de  $T_s$  définies par :

$$T_{s^-} = \frac{S^2}{2I_p * K_s} \ln\left(\frac{I_p}{I_p - K_s}\right) ; T_{s^+} = \frac{S^2}{2I_p(I_p - K_s)} \quad (5.8)$$

où  $I_p$  est l'intensité de pluie ;  $T_{s^-}$  la borne inférieure et  $T_{s^+}$  la borne supérieure.

Ugarte, (2011) ; Vandervaere *et al.*, (soumis) ont testé expérimentalement cette approche en comparant les paramètres hydrodynamiques (K et S) mesurés par infiltrométrie et ceux calculés par l'Equation 5.8 pour une gamme de valeurs d'intensité de pluie sur un sol in situ sur marnes noires (non remanié) et sur un sol remanié en laboratoire pour deux valeurs de teneur en eau initiale. D'après cette étude, l'Equation 5.8 semble être un bon outil de prédiction des paramètres K et S pour le sol remanié mais  $T_s$  était sous-estimé pour le sol in situ. Dans notre étude, nous adoptons une démarche similaire afin d'estimer les paramètres hydrodynamiques K et S

### 5.3.4. Temps et longueurs caractéristiques de l'infiltration

Le mouvement de l'eau dans le sol est soumis aux effets de la gravité et de la capillarité. Des temps caractéristiques sont proposés pour déterminer l'instant à partir duquel les effets gravitaires deviennent prépondérants sur les effets capillaires.

En infiltration monodimensionnelle verticale, le temps gravitaire, défini par Philip (1969), indique le temps à partir duquel la gravité devient l'élément moteur prépondérant de l'écoulement.

$$t_{\text{grav}} = \left[ \frac{S_0}{K_0} \right]^2 \quad (5.9)$$

où  $S_0$  est la sorptivité et  $K_0$  la conductivité pour une condition limite ho.

Vandervaere (1995) rapporte que ce temps varie largement selon la nature du sol (inférieur à l'heure pour un sable, il peut atteindre plusieurs semaines pour certaines argiles).

En infiltration tridimensionnelle (cas d'un disque ou anneau), l'effet de la capillarité latérale (effet de bord), due à la géométrie axisymétrique, croît avec le temps. L'instant à partir duquel cette géométrie l'emporte par rapport au processus monodimensionnel peut être estimé par (Philip, 1969) :

$$t_{geom} = \left[ \frac{r \Delta \theta}{S_0} \right]^2 \quad (5.10)$$

où  $r$  est le rayon du disque ou anneau et  $\Delta \theta$ , l'écart de teneur en eau volumique entre l'état humecté et l'état initial.

Ces échelles de temps, déterminées a posteriori des essais, peuvent offrir une aide à l'analyse critique des essais et donner des informations sur l'établissement d'un régime quasi permanent de l'infiltration à disque.

A ces temps, sont associées des longueurs caractéristiques définissant l'importance relative des forces gravitaires par rapport aux forces capillaires et inversement.

White & Sully (1987) ont défini une longueur, dite longueur capillaire (ou longueur macroscopique) qui exprime l'importance relative des forces capillaires sur les forces gravitaires de l'infiltration. Pour un sol et un potentiel matriciel  $h$  donnés, la longueur capillaire s'exprime ainsi :

$$\lambda_c = [K(h_0) - K(h_i)]^{-1} \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (5.11)$$

où  $h_i$  est le potentiel matriciel initial de l'eau du sol.

Si le sol est initialement suffisamment sec pour que  $K(h_i)$  soit largement inférieure à  $K(h_0)$ ,  $\lambda_c$  peut s'écrire :

$$\lambda_c(h_0) = \frac{\Phi(h_0)}{K(h_0)} \quad (5.12)$$

où  $\Phi$  est le potentiel d'écoulement ou potentiel de Kirchhoff (pour  $h_0$ ) défini par (Gardner, 1958) :

$$\Phi = \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (5.13)$$

White & Sully (1987) ont par ailleurs défini une longueur microscopique, donnant une dimension (rayon) moyenne des pores hydrauliquement fonctionnels ( $\lambda_m$ ) qui est égale à :

$$\lambda_m = \frac{\sigma}{\rho_w * g * \lambda_c(h_0)} \quad (5.14)$$

où  $\sigma$  [ $MT^{-2}$ ] est la tension superficielle,  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau et  $g$ , l'accélération de la pesanteur.

L'application de la loi de Jurin (Musy & Soutter, 1991), permet de déterminer le rayon maximal de pores actifs d'un sol pour un potentiel  $h$  donné par la formule :

$$r_p = \frac{2\sigma}{\rho_w * g * (-h)} \cos(\delta) \quad (5.15)$$



où  $\delta$  est l'angle de mouillabilité défini comme l'angle de contact entre l'interface liquide-gaz (eau-air) et une surface solide (grain de sol). Un angle de contact proche de  $0^\circ$  (donc  $\cos \delta \approx 1$ ) signifie que la surface considérée est parfaitement mouillante. A l'inverse, un angle de contact supérieur à  $90^\circ$  implique le rejet du liquide par la surface solide. Cette surface présente alors un caractère hydrophobe. Il est cependant d'usage de supposer que l'angle de contact est nul sauf dans le cas de teneurs en matière organique élevée.

## 5.4. Les relations caractéristiques

### 5.4.1. La courbe de conductivité

Les relations liant la conductivité à la teneur en eau ( $\theta$ ) et au potentiel ( $h$ ) décrivent les courbes de conductivité respectivement  $K(\theta)$  et  $K(h)$ . Les variations de  $K(\theta)$  et  $K(h)$  sont non linéaires.

La conductivité hydraulique croît avec la teneur en eau et atteint sa valeur maximale quand le sol est à saturation, soit

$$K(\theta_s) = K_s \quad (5.16)$$

où  $K_s$  est la conductivité hydraulique à saturation.

Plusieurs relations ont été formulées pour décrire les variations de la conductivité hydraulique en fonction de la teneur en eau. Celles-ci reposent, dans leur quasi-totalité sur des ajustements des valeurs expérimentales sur des lois empiriques. Celle de Brooks & Corey (1964) est l'une des plus largement utilisées (Vandervaere, 1995). Elle est formulée comme suit :

$$\frac{K(\theta)}{K_s} = \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^\eta \quad (5.17)$$

où  $\theta_r$  est la teneur en eau résiduelle et  $\eta$  un paramètre de forme. On trouvera des valeurs de  $\eta$  dans Fuentes *et al.* (1992), Ndiaye (2001) et Soares de Souza (2005).

La conductivité diminue également quand le potentiel matriciel  $h$  diminue. Son évolution peut être approchée par des expressions analytiques comme celle de Gardner (1958), largement utilisée, et qui est la plus convenable d'après Vereecken *et al.* (1990) :

$$K(h) = K_s e^{\alpha h} \quad (5.18)$$

où  $\alpha$  est une constante de dimension ( $L^{-1}$ ) variable selon la texture et l'état initial du sol. Elle est grande pour les sols de texture grossière ce qui indique une décroissance de  $K$  plus rapide avec les sols sableux.

### 5.4.2. La courbe de rétention

La courbe caractérisant les relations entre l'humidité volumique ( $\theta$ ) et le potentiel matriciel ( $h$ ) est dite courbe de rétention en eau  $h(\theta)$ . Elle est primordiale pour décrire la dynamique de la phase liquide en régime non saturé (Musy & Soutter, 1991).

Plusieurs relations sont proposées pour rendre compte de la dépendance entre  $h$  et  $\theta$ . Celle de Van Genuchten (1980) est la plus couramment utilisée :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = \left\{ 1 + \left( \frac{h}{hg} \right)^n \right\}^{-m} \quad (5.19)$$

où  $hg$  est un paramètre d'échelle [L] et,  $n$  et  $m$  sont des paramètres de forme, sans dimension, liés par la condition de Burdine (1953) par :

$$n = \frac{2}{1 - m} \quad (5.20)$$

Cependant, la courbe de rétention n'est pas univoque puisqu'elle est soumise à des effets parasites (Haverkamp, 1983). Elle est en effet affectée par le phénomène dit d'hystérésis, responsable de la non bijectivité de la relation  $h(\theta)$  suivant le sens dans lequel évoluent  $h$  et  $\theta$ . De ce fait,  $h(\theta)$  dépend de l'histoire hydrique du sol, selon que ce dernier s'humecte (courbe d'humectation) ou se dessèche (courbe de drainage). Bien que l'allure générale  $h(\theta)$  soit la même, la relation suit des passages bien différents dans l'un ou dans l'autre cas. En conséquence, à un même potentiel ( $h$ ) donné, un sol qui se dessèche contient plus d'eau qu'un sol qui s'humecte (Figure 5.1)

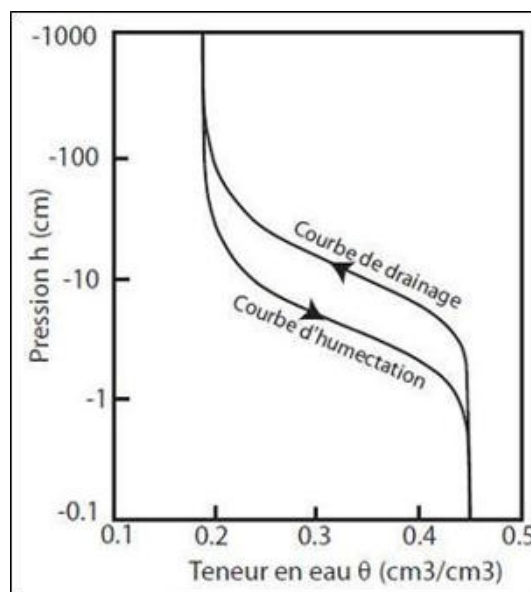


Figure 5.1. Hystérésis de la relation  $h(\theta)$

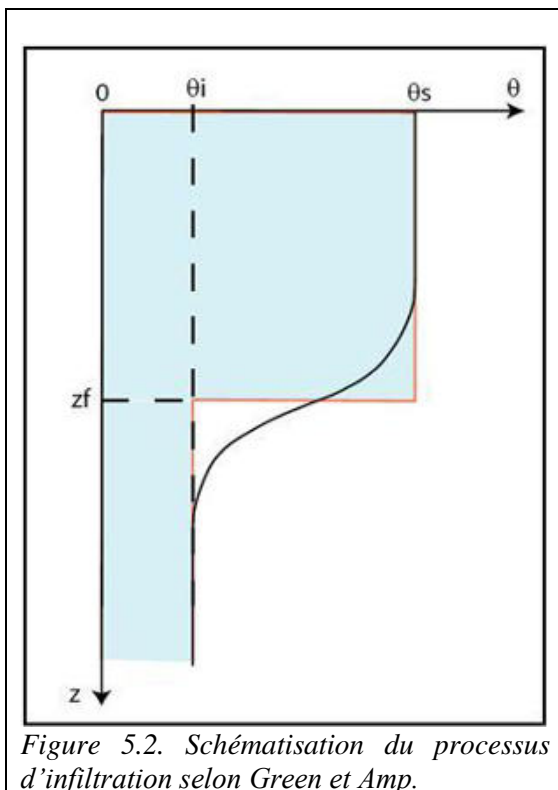
Les courbes de conductivité  $K(\theta)$  et  $K(h)$  sont aussi affectées par l'hystérésis. Mais la relation  $K(\theta)$  semble moins affectée que  $K(h)$  et  $h(\theta)$  (Poulovassilis 1969, cité par (Ndiaye, 2001). L'hystérésis complique davantage la prédiction ou l'ajustement de ces différentes relations. En tous les cas, ces ajustements ne donnent souvent que des valeurs approchées (Calvet, 2003) et sont d'autant plus performants qu'ils sont développés pour une aire géographique donnée (Bigorre, 2000). Leurs précisions peuvent être variables selon la direction d'évolution de  $h$  et  $\theta$  (drainage ou humectation).

## 5.5. Les Equations d'infiltration

Plusieurs formulations analytiques ont été proposées dans la littérature pour décrire le processus d'infiltration de l'eau dans le sol en fonction de certains paramètres. Parmi les équations à base physique (i.e. utilisant des paramètres ayant un sens physique), les plus connues sont les formulations de Green & Ampt (1911) et de Philip (1957).

### 5.5.1. L'Equation de Green et Ampt

Elle repose sur le schéma (Figure 5.2) décrivant le processus d'infiltration.



Lorsque la surface d'un sol est submergée, la distribution verticale de la teneur en eau est décrite par des profils d'infiltration successifs à différents instants donnés. Musy & Soutter, (1991) distinguent 3 zones en fonction du niveau d'humidité : une zone de saturation, située immédiatement sous la surface du sol ; une zone proche de la saturation appelée zone de transmission, qui présente une teneur en eau proche de la saturation et une zone d'humidification qui se caractérise par une teneur en eau décroissante avec la profondeur selon un gradient d'humidité appelé front d'humidification qui délimite le sol humide du sol sec sous-jacent. En faisant l'hypothèse simplificatrice d'une teneur en eau constante et saturée sur ces profils, le modèle de Green et Ampt ne considère que 2 zones, de part et d'autre du front d'humidification : une zone saturée (où  $\theta = \theta_s$ ) et une zone sous-jacente aux conditions d'humidité initiale ( $\theta = \theta_i$ ). Le front d'humidification progresse régulièrement en fonction des apports et selon le jeu des forces gravitaire et capillaire. Cette progression est basée, dans ce modèle, sur la loi de Darcy et inclut donc les paramètres hydrodynamiques du sol.

A la profondeur  $z_f$  du front d'humidification, l'infiltrabilité instantanée est donnée par l'Equation :

$$i = Ks(z_f - hf)/z_f \quad (5.21)$$

$i$  = infiltrabilité

$K_s$  = conductivité hydraulique à saturation  
 $z_f$  = profondeur du front d'humidification  
 $h_f$  = potentiel matriciel au front d'humidification

$$h_f = - \frac{1}{K_s} \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (5.22)$$

En admettant la relation de Gardner (1958) liant la conductivité hydraulique au potentiel matriciel (Equation 5.18), le potentiel matriciel  $h_f$  est calculé par :

$$h_f = -1/\alpha \quad (5.23)$$

Le potentiel matriciel  $h_f$  est supposé constant durant l'événement infiltrant, ce qui constitue l'originalité du modèle de Green et Ampt. Si le sol est submergé (condition limite en charge), l'infiltration réelle est égale à l'infiltrabilité ; sinon (condition limite de flux), elle est inférieure.

### 5.5.2. La solution de Philip

Philip a proposé une résolution de l'Equation de l'infiltration verticale englobant les termes capillaire et gravitaire définie par :

$$I(t) = St^{1/2} + At \quad (5.24)$$

$I$  = infiltration cumulative par unité de surface [L]

$S$  = sorptivité capillaire,

$A$  = une constante décrivant les forces gravitaires et liée à la conductivité hydraulique.

Cette Equation correspond au processus d'infiltration verticale pour des temps suffisamment courts. Pour une durée d'infiltration très importante, le flux  $dI/dt$  doit logiquement tendre vers  $K$  et non vers  $A$  et l'Equation 5.23 ne peut donc pas s'appliquer.

### Conclusion

Les processus hydrodynamiques du sol peuvent être décrits par des variables caractéristiques de l'infiltration dont les principes théoriques et le sens physique sont présentés dans ce chapitre. La compréhension des relations entre ces variables permet de décrire l'infiltration par des formulations analytiques comme celle de Green et Ampt ou celle de Philip rapportées ci-dessus. La détermination in situ desdites variables se fait par la réalisation et l'analyse d'essais d'infiltration, ce qui fait l'objet du prochain chapitre.

## Chapitre 6. Infiltration : matériel et méthodes de mesure in situ

### *Introduction*

---

*Les méthodes exposées dans ce chapitre visent à déterminer in situ les variables caractéristiques de l'hydrodynamique du sol à l'échelle ponctuelle : la conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire. L'infiltromètre à succion contrôlée et le tensio-infiltromètre sont utilisés pour déterminer ces variables suivant un protocole de mesures spatiales et temporelles. Ces protocole et méthodes ne sont, toutefois, pas identiques sur nos sites (cristallin et sédimentaire) de mesures.*

---

### **6.1. Matériels de mesure d'infiltration**

L'infiltration désigne le processus de pénétration de l'eau dans le sol. Ce processus est conditionné par divers facteurs dont les plus significatifs relèvent d'une part du sol, et de l'autre, des conditions aux limites dans lesquelles se déroule le processus, à savoir la teneur en eau initiale et la teneur en eau imposée en surface (Musy & Soutter, 1991). Pour des conditions de  $\theta$  et  $h$  données, Philip (1957) montre que ce processus peut être décrit par deux paramètres : la conductivité hydraulique, qui décrit le terme gravitaire des forces en présence et la sorptivité, décrivant le terme capillaire.

Plusieurs méthodes permettent de déterminer ces variables (une synthèse des méthodes pourra être retrouvée dans Deb & Shukla, 2012).

En Afrique de l'Ouest, les études antérieures (de l'ORSTOM en particulier) utilisaient, largement, l'infiltromètre à double anneau ou infiltromètre de Muntz (cf. Casenave et Valentin 1989 ; Boivin 1990 pour la description et l'illustration) pour caractériser la conductivité et/ou l'infiltrabilité des sols en écoulement monodimensionnel vertical sous charge positive constante. Cependant, la destruction, au moins partielle, des croûtes superficielles qu'entraîne ce dispositif ne permettait d'obtenir, dans le meilleur des cas, que des résultats à caractères qualitatifs (Casenave & Valentin, 1990), sinon surestimés (Vandervaere 1995) du fait des effets capillaires de l'infiltration ou de la macroporosité superficielle qui s'active en infiltration sous conditions de flux (Vauclin & Chopart, 1992). Ces inconvénients ont, de fait, conduit à l'utilisation de bien d'autres matériels, plus réalistes et peu destructeurs tel que l'infiltromètre à succion contrôlée utilisé dans ce travail.

#### **6.1.1. L'infiltromètre à disque (ou à succion contrôlée)**

L'infiltromètre à succion contrôlée (Perroux & White, 1988) est un appareil dont le principe consiste à appliquer un apport d'eau contrôlé à la surface du sol en lui imposant une succion. Le rayon de l'embase posée sur le sol est généralement compris entre 20 et 125 mm. Les deux disques utilisés dans cette étude ont pour rayon  $r_1 = 125$  mm et  $r_2 = 40$  mm. L'infiltromètre à disque est simple à utiliser, portable, et ne modifie pas l'état de surface dans la mesure où il n'est pas introduit dans le sol, mais posé à sa surface. Il offre l'avantage, par ailleurs,

d'imposer des pressions négatives, contrairement aux anciens infiltromètres, valables seulement pour des essais à charges positives. L'infiltromètre à succion contrôlée (Figure 6.1) est aujourd'hui couramment utilisé (Esteves *et al.*, 2005 ; Heddadj *et al.*, 1996 ; Ndiaye, 2001 ; Niang, 2006 ; Tamoh & Maslouhi, 2004 ; Vandervaere, 1995 ; Vandervaere *et al.*, 1997, 1998, 2000b ; Vauclin & Chopart, 1992 entre autres) pour déterminer la conductivité et la sorptivité au voisinage de la saturation.

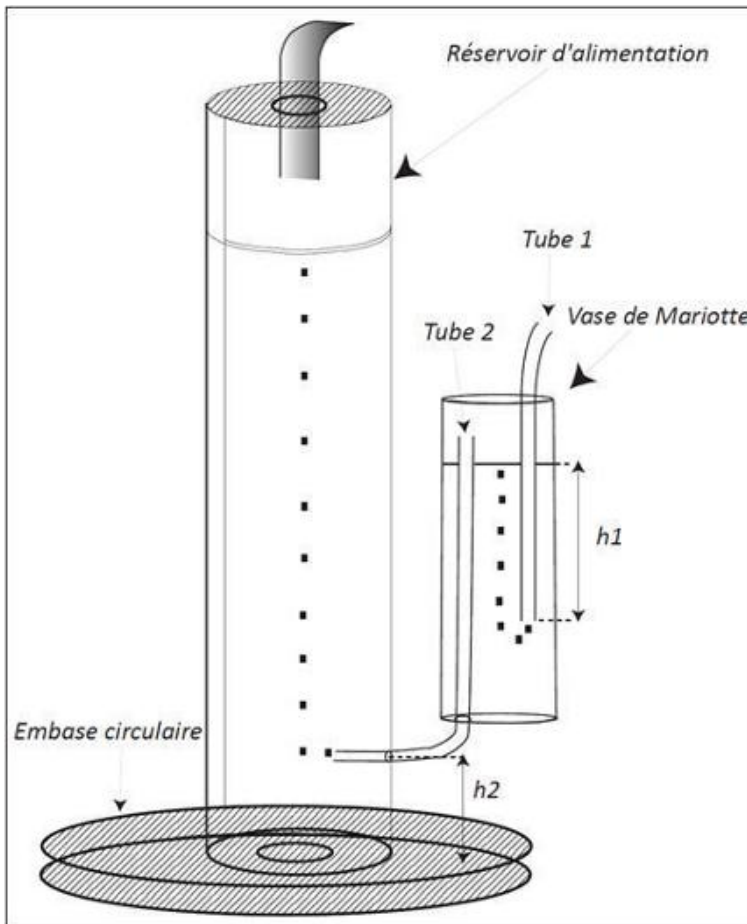


Figure 6.1. Schéma d'un infiltromètre à succion contrôlée

D'une manière générale, un infiltromètre à succion contrôlée est composé d'une embase circulaire, d'un réservoir d'alimentation et d'un système de dépressurisation de vase de Mariotte contenant deux tubes capillaires dont l'un (tube 1) permet de régler la pression et l'autre (tube 2) fait communiquer le vase avec le réservoir principal. En désignant par  $h_1$  le potentiel matriciel de la colonne d'eau surmontant l'extrémité inférieure du tube 1 et par  $h_2$  celui compris entre la base de l'embase et l'extrémité inférieure du tube 2, le potentiel ( $h_0$ ) imposé à la surface du sol correspond à :  $h_0 = h_2 - h_1$  (pour  $h_1 > h_2$ ). En pratique, pour régler  $h_0$ , il suffit de faire coulisser le tube 1 à un niveau (correspondant à la pression atmosphérique) où l'eau commence à couler « librement » sous l'embase et d'incrémenter par la suite la succion désirée.

En fixant la valeur de la pression ( $h_0$ ), on pose la base du disque à l'endroit de mesure prévu. Ainsi, la mesure consiste à suivre le dénivellement de l'eau dans le réservoir au cours du temps. Au début et à la fin de chaque essai, des échantillons sont éventuellement prélevés afin de déterminer les teneurs en eau associées.

### 6.1.2. Le tensio-infiltromètre

Il est constitué d'un infiltromètre à succion contrôlée, placé à la surface du sol, sous lequel se trouve un cylindre en fer (ayant pour rôle de forcer l'écoulement en monodimensionnel vertical) et de deux tensiomètres (Figure 6.2). Chaque tensiomètre est composé d'une bougie poreuse en céramique (longueur, 20 mm ; diamètre, 2.2 mm) collée à un tube capillaire semi-rigide, lui-même connecté à un capteur de pression. Le tube capillaire est saturé en eau par un mini-réservoir (tube tensiométrique) partiellement rempli d'eau désaérée (la présence des

bulles d'air entrainerait en effet une dé-saturation momentanée de la bougie et modifierait alors la réponse du capteur). L'ensemble tube tensiométrique et capteur est maintenu vertical sur un support métallique tandis que les bougies sont placées horizontalement.

L'infiltromètre permet de mesurer l'infiltration par unité de temps et les tensiomètres mesurent le potentiel matriciel  $h$  à deux profondeurs  $z_1$  et  $z_2$  (pour tous nos essais,  $z_1 \approx 3\text{cm}$  et  $z_2 \approx 6\text{cm}$ ). Afin d'assurer un bon contact hydraulique sous l'embase, une couche de sable de contact est souvent interposée pour aplanir la surface afin que le potentiel imposé soit uniformément réparti.

Le dispositif de tensio-infiltrométrie permet de déterminer la conductivité hydraulique à deux niveaux, en surface (0-3 cm) et en sub\_surface (3-6cm). Cela vise à faire ressortir la variabilité verticale qu'aura entraîné un changement temporel de la structure du sol par encroûtement et ou par le travail du sol.

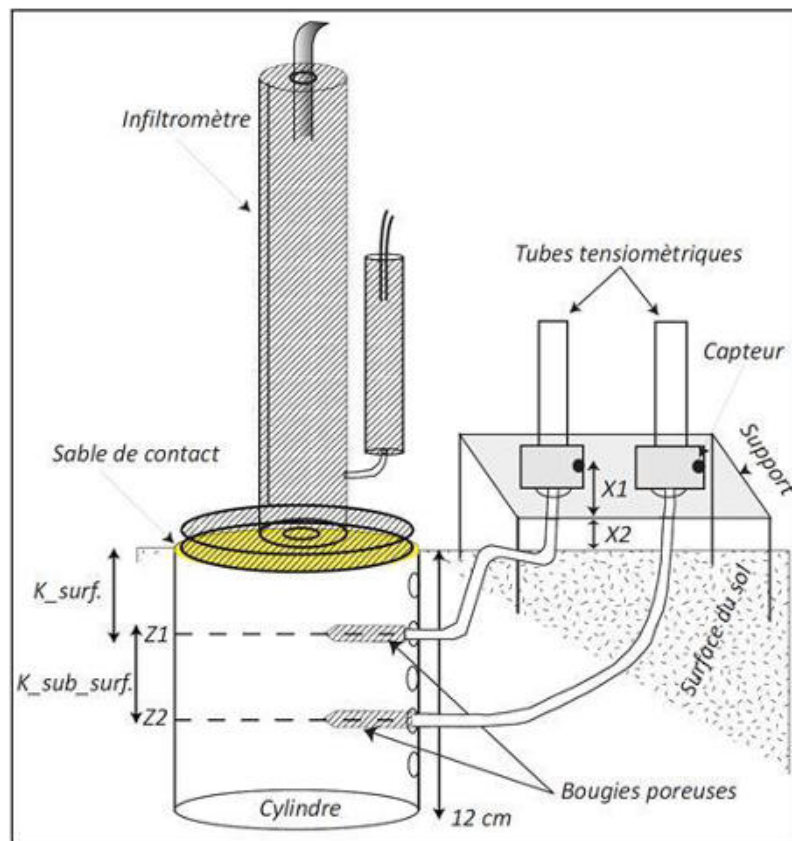


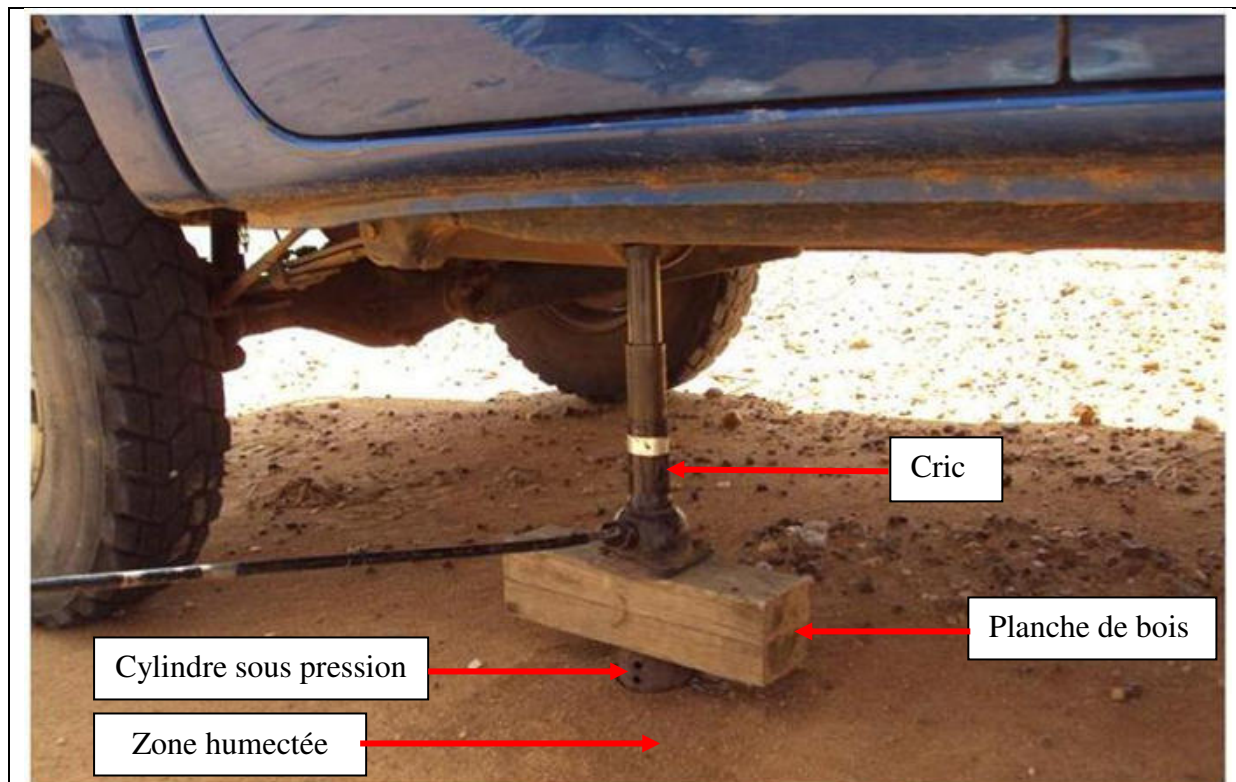
Figure 6.2. Dispositif de tensio-infiltrométrie

Préalablement aux mesures, le dispositif de tensio-infiltrométrie est délicatement mis en place dans les points de mesure ciblés. Cela consiste à enfoncer des cylindres dans le sol en veillant à ne pas trop détruire l'état de surface. En déroulant le cric (illustration sur la Figure 6.3), supporté ici par une planche de bois, elle-même posée sur le cylindre, pour soulever le véhicule, le poids de ce dernier s'exerce en réaction sur la planche qui fait ainsi enfoncer doucement le cylindre dans le sol. Pour éviter l'effritement et le fendage de la surface, nous humectons aux fines gouttelettes les abords immédiats du cylindre en utilisant une bouteille à pression (bouteille de savon liquide d'usages ménagers) au fur et à mesure de l'installation.



Le cylindre est enfoncé au ras du sol. L'essai est ensuite effectué lorsque la surface se remet en l'état, soit après 2-3 pluies.

La mise en place du cylindre, bien qu'effectuée doucement, peut conduire à une modification de la structure du sol allant dans le sens d'une sous-estimation possible de la conductivité (si le sol se compacte sous l'effet de la contrainte appliquée) ou d'une surestimation de celle-ci si la surface se déstructure (présence de fentes ou d'axe d'écoulement préférentiel le long du cylindre).



Mise en place du cylindre en utilisant une contrainte douce (ici le poids du véhicule)

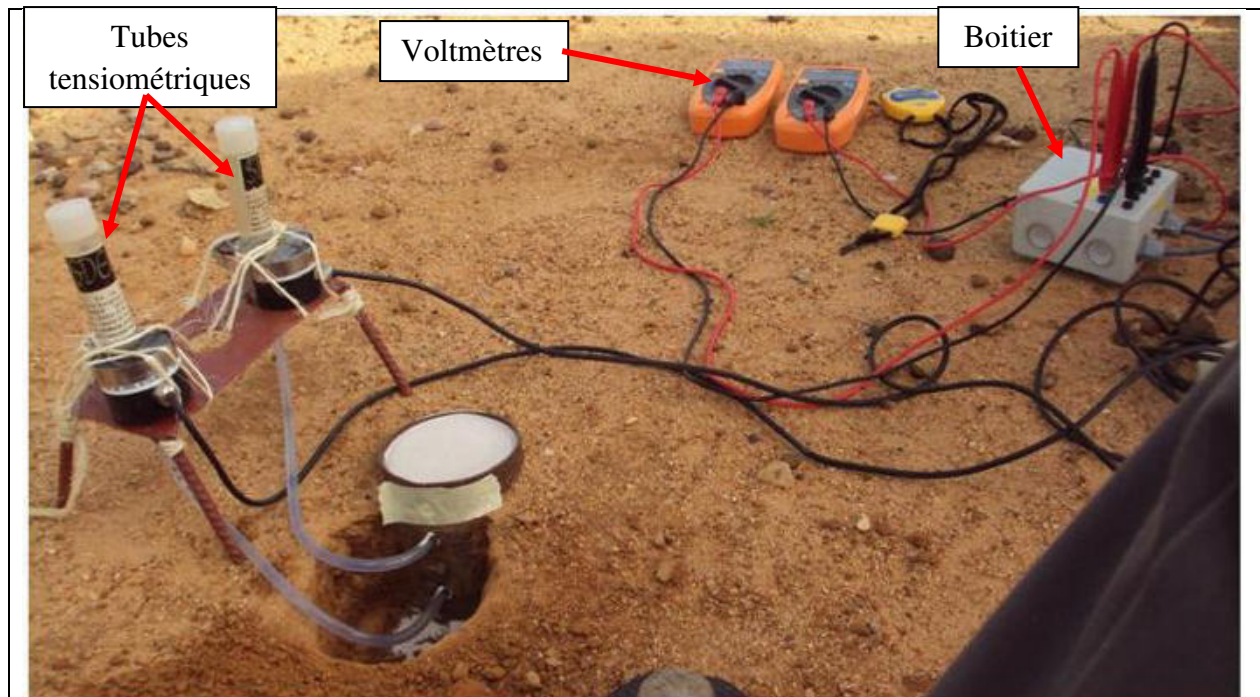


Cylindre installé sur ST

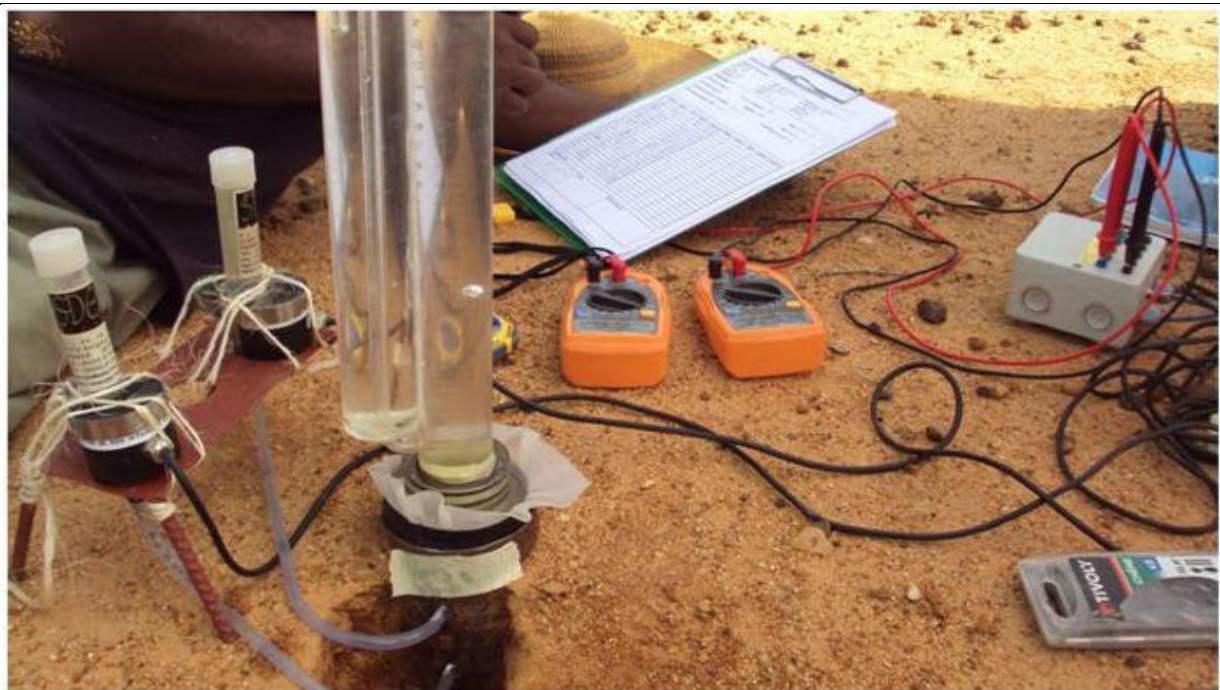


Cylindre installé sur BIOL





Mise en place des tensiomètres et de la plate-forme de l'infiltromètre



Réalisation des mesures

Figure 6.3. Les étapes de mise en place du dispositif de tensio-infiltrométrie

## 6.2. Protocoles de mesures

### 6.2.1. Les mesures dans l'espace

L'objectif étant de caractériser le comportement hydrodynamique des états de surface et des bassins, les mesures sont par conséquent effectuées sur tous les états de surface considérés

comme représentatifs des sites d'étude. Pour rappel, quatre (4) états de surface sont identifiés comme tels sur le site sédimentaire contre six (6) sur le site cristallin.

Afin de prendre en compte les éventuelles variabilités spatiales intra-sites des états de surface, les essais sont réalisés en répétition en différents points, plus ou moins éloignés, d'un même type d'états de surface.

Une fois le point de mesure choisi, l'essai peut aussitôt être réalisé avec l'infiltromètre à disque axisymétrique. Dans le cas de la tensio-infiltrométrie, on installe les cylindres, tels que décrit et illustré dans le paragraphe précédent en vue d'un accomplissement ultérieur des essais.

### 6.2.2. Suivi temporel des propriétés hydrodynamiques

Ce suivi vise à déterminer l'évolution de la structure du sol, en rapport avec les pratiques culturales et le cumul de pluies. Un protocole est ainsi expérimenté pour suivre l'évolution de la conductivité hydraulique en fonction du travail du sol dans le champ cultivé (état de surface Cultural). Et, en considérant la jachère comme un champ au repos (donc non soumis au travail du sol), le même protocole y est aussi appliqué, pour servir de témoin, afin de faire ressortir la variation temporelle de la conductivité dans le champ en état cultivé (champ cultivé) et en état non cultivé (jachère). Le dispositif utilisé est celui de la tensio-infiltrométrie. Pour ce faire, six (6) couples de cylindres sont installés dans le sens de la pente après sarclage sur le champ cultivé et six autres sur la jachère (âgée de 5 à 7 ans) à la même date. Les couples de cylindres sont numérotés, dans l'ordre, de 1 à 6 (Figure 6.4).

Après une pluie de rang  $n_1$  (ordre des pluies depuis l'installation des cylindres) et de hauteur  $hp_1$  (mm), nous effectuons les mesures de conductivité sur les 1<sup>ers</sup> couples de cylindres (1C et 1J). De même, pour une pluie de rang  $n_2$  et de hauteur  $hp_2$  ( $hp_2 =$  cumul des pluies des rangs  $n_1$  et  $n_2$ ), les mesures de conductivité sont effectuées sur les 2<sup>èmes</sup> couples (2C et 2J). Les mesures sur les  $n^{\text{ièmes}}$  couples sont alors effectuées après une pluie de rang  $n_i$  et de hauteur  $hp_i$  ( $hp_i = \sum_1^i hp$ ).

La conductivité hydraulique de chaque couple est égale à la moyenne des conductivités obtenues sur les deux cylindres. Cette valeur est donc attribuée au cumul de pluies enregistrées par le couple. Les mesures sont effectuées, quasiment, à la même teneur en eau initiale.

Cette expérimentation est réalisée en condition de pluies naturelles. De ce fait, les averses et leurs hauteurs sont distribuées de manière aléatoire au cours du temps. Le suivi d'évolution de la structure du sol consiste alors à analyser les couples conductivité-cumul de pluie ( $K = f(hp)$ ) sur la période comprise entre la pluie de rang  $n_1$  à  $n_i$ .

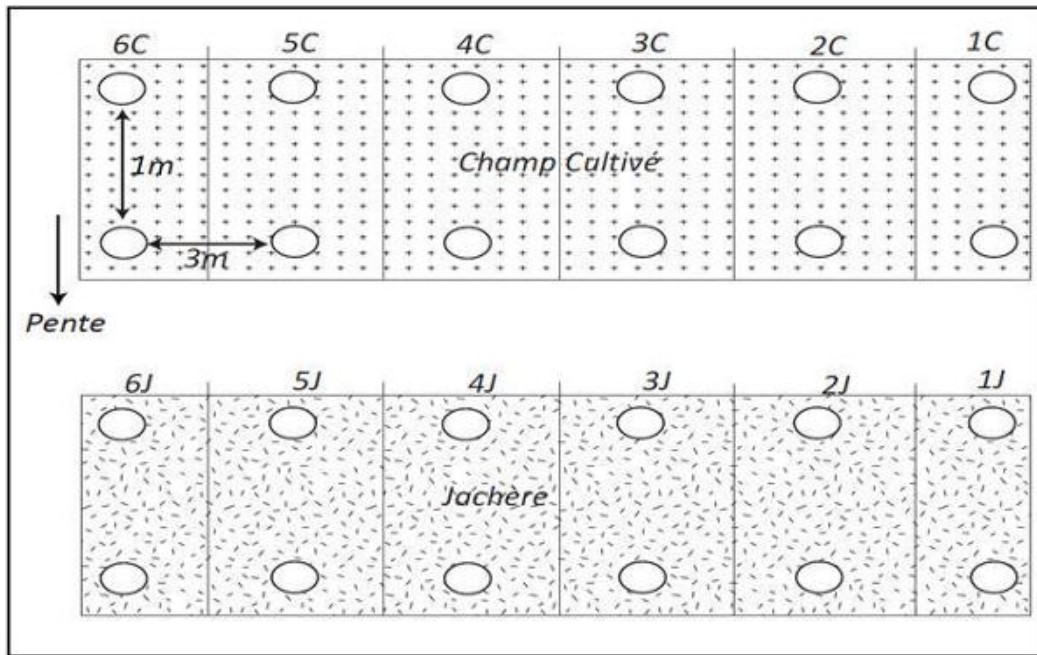


Figure 6.4. Protocole du suivi temporel de la conductivité (sur le site cristallin)

### 6.3. Dépouillement des essais d'infiltration

#### 6.3.1. Les essais réalisés sur le site sédimentaire

Le dépouillement des essais réalisés avec l'infiltromètre à succion contrôlée peut se faire suivant trois méthodes (Vandervaere 1995) :

- La méthode multi rayons
- La méthode multi potentiels
- La méthode mono test.

Le choix de méthode dépend des conditions des essais et de la variabilité (horizontale ou verticale) des sols.

La méthode multi rayons consiste à réaliser les essais avec plusieurs disques en plusieurs points aussi voisins que possible pour déterminer la conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire. Elle est à utiliser si le sol est spatialement homogène. La méthode est en effet très sensible à la variation horizontale du sol même à courte distance. Elle nécessite, de ce fait, plusieurs répétitions pour s'affranchir de cette variabilité.

Dans le cas de la méthode multi potentiels, on détermine la conductivité en utilisant un seul disque placé en un point mais en incrémentant plusieurs potentiels. La méthode multi potentiels est à utiliser (Vandervaere, 1995) si le sol est verticalement homogène. Elle n'est donc pas valable sur des sols encroutés et ou présentant une variation sensible de teneur en eau initiale. Elle ne permet pas, en outre, de déterminer la sorptivité (sauf pour le premier potentiel appliqué) puisque seules les teneurs en eau initiale, d'une part et finale correspondant au dernier potentiel imposé, d'autre part, peuvent être mesurées.

Avec la méthode mono test, on utilise un seul disque, en un seul point et avec une seule pression afin de s'affranchir des variations horizontale et verticale des propriétés du sol. La méthode est par conséquent très sensible aux erreurs de mesures.

Selon les conditions des essais, toutes ces méthodes tiennent compte, par ailleurs, de l'atteinte ou non du régime permanent d'infiltration.

Dans notre cas, les essais réalisés sur le site sédimentaire ont tous atteint le régime permanent et sont dépouillés exclusivement (et ou simultanément suivant les états de surface) par la méthode multi-rayons ou multi-potentiels.

Les avantages et inconvénients de ces méthodes sont assez largement détaillés dans (Vandervaere, 1995)

### 6.3.1.1. Multi-rayons en régime permanent

Les premières méthodes de détermination des variables hydrodynamiques en régime permanent de l'infiltration sont basées sur la solution de Wooding (1968) (Boulier, 1985, Tamoh & Maslouhi, 2004) montrant que le flux émanant d'un disque de rayon ( $r$ ) peut, en régime stabilisé, s'exprimer approximativement par :

$$q_{\infty} = K_0 + \frac{4\Phi}{\pi r} \quad (6.1)$$

où  $q$  est le flux d'infiltration ( $LT^{-1}$ ) ; l'indice  $\infty$  dénote l'attente (infinie !) de la stabilisation,  $r$  est le rayon du disque et  $\Phi$  le potentiel de Kirchhoff défini par Gardner (1958) :

$$\Phi = \int_{h_i}^{h_0} K(h) dh \quad (6.2)$$

où  $h_0$  et  $h_i$  correspondent aux conditions initiales et aux limites.

La méthode multi rayons consiste à réaliser les essais avec plusieurs disques, deux dans notre cas.

Ainsi, pour deux disques de rayon  $r_1$  et  $r_2$  (avec  $r_1 > r_2$ ), la mesure directe des flux  $q_1$  et  $q_2$ , respectivement pour  $r_1$  et  $r_2$  permet, par la résolution simultanée des deux Equations correspondant aux flux (Equation 6.1), d'obtenir les deux inconnues que sont  $K_0$  et  $\Phi$  avec :

$$K_0 = \frac{q_1 \cdot r_1 - q_2 \cdot r_2}{r_1 - r_2} \quad (6.3)$$

$$\Phi = \frac{\pi}{4} \cdot \frac{q_1 - q_2}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2}} \quad (6.4)$$



Les valeurs moyennes des flux  $q_1$  et  $q_2$  issues des plusieurs répétitions permettent ainsi d'obtenir les valeurs de  $K_0$  et de  $\Phi$  par applications des Equations (6.3) et (6.4) respectivement.

La résolution de l'Equation (6.4) permet, par ailleurs, si les teneurs en eau initiales et finales sont mesurées lors des essais, d'obtenir les valeurs de sorptivité d'après la relation de White & Sully (1987)

$$S = \sqrt{\frac{\Delta\theta \cdot \Phi}{b}} \quad (6.5)$$

où  $b$  est un paramètre de forme compris entre  $\frac{1}{2}$  et  $\frac{\pi}{4}$  mais pouvant être pris raisonnablement (Warrick et Broadbridge, cité par Vauclin & Chopart, 1992) égal à 0.55 pour un sol réel

### 6.3.1.2. Multi-potentiels en régime permanent

Le principe consiste à utiliser un seul disque (soit donc en un seul point afin d'éviter la variation spatiale des propriétés du sol) pour mesurer des flux stabilisés pour différents potentiels imposés afin de résoudre l'Equation de Wooding et déterminer la conductivité. Le principe de cette analyse, proposé par Reynolds & Elrick (1991) et Ankeny *et al.* (1991) repose sur la combinaison des Equations de Gardner (1958) reliant  $K(h)$  et  $\Phi(h)$ , (Equations 5.18 et 6.2. Pour un potentiel  $h_0$  imposé, l'expression de Wooding devient alors :

$$q_{\infty}(h_0) = K_0 \cdot e^{\alpha h_0} \left(1 + \frac{4}{\pi r \alpha}\right) \quad (6.6)$$

soit, sous forme logarithmique :

$$\ln q_{\infty}(h_0) = \ln \left\{ K_0 \left(1 + \frac{4}{\pi r \alpha}\right) \right\} + \alpha h_0 \quad (6.7)$$

Ainsi, pour plusieurs potentiels ( $h_1, h_2, h_3 \dots$ ) imposés, le principe consiste à porter graphiquement  $\ln(q)$  ( $h_1, h_2, h_3 \dots$ ) en fonction de  $h$  où chaque couple ( $h_i$  et  $\ln q(h_i)$ ) représente un point. La pente issue des deux points successifs [ $h_i ; \ln q(h_i)$ ] et [ $h_{i+1}$  et  $\ln q(h_{i+1})$ ] correspond à la valeur de  $\alpha_{(i ; i+1)}$  tandis que  $\ln \left\{ K_0 \left(1 + \frac{4}{\pi r \alpha}\right) \right\}$  correspond à l'ordonnée à l'origine (Figure 6.5).

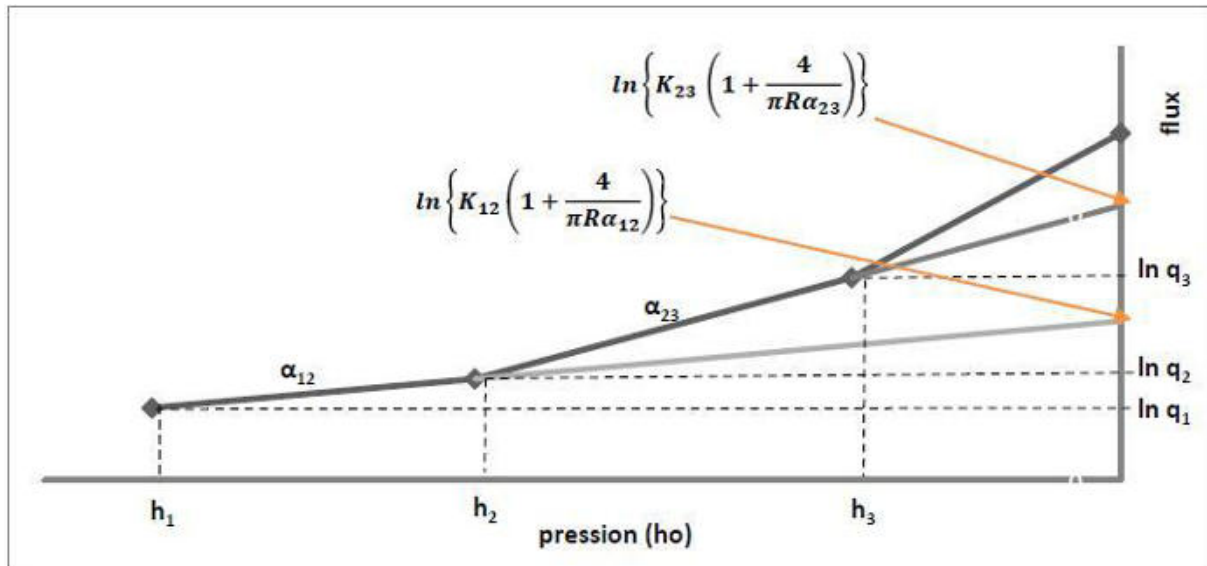


Figure 6.5. Principe graphique de l'analyse en multi potentiels (d'après Vandervaere 1995).

### 6.3.2. Les essais réalisés sur le site cristallin

Sur le site cristallin, des essais en temps court (régime transitoire) sont réalisés en multi rayons et en mono test pour déterminer la sorptivité. Cette variable est mesurée aussi par la simulation de pluie (cf. chapitre suivant). L'application des deux méthodes permettra de comparer deux estimations de la sorptivité au voisinage de la saturation pour des teneurs en eau initiales données.

#### 6.3.2.1. Multi-rayons en régime transitoire

(Vandervaere *et al.*, 2000b) ont montré qu'en régime transitoire, l'infiltration axisymétrique issue de l'infiltromètre à disque peut être décrite par une équation à deux termes ayant la même forme que l'Equation de Philip (Equation 5.24). Elle est formulée, pour le cas monodimensionnel, par :

$$I_{1D} = St^{1/2} + At \quad (6.8)$$

où  $I_{1D}$  est la lame d'eau infiltrée (L) et A, une constante rendant compte des effets gravitaires. En écoulement axisymétrique, elle est donnée par :

$$I_{3D} = C_1\sqrt{t} + C_2t \quad (6.9)$$

où  $I_{3D}$  est la lame d'eau infiltrée en écoulement tridimensionnel ;  $C_1$  et  $C_2$  sont des coefficients dépendant des conditions initiales et aux limites. Ils sont définis, d'après Haverkamp *et al.*, (1994) par :

$$C_1 = S \quad (6.10)$$

$$C_2 = \frac{2 - \beta}{3} K + \frac{\gamma S^2}{r(\theta_0 - \theta_i)} \quad (6.11)$$

$\gamma$  est une constante comprise entre 0.6 et 0.8 ;  $\beta$  est un paramètre compris 0 et 1  
 Haverkamp *et al.* (1994) proposent 0.7 pour  $\gamma$  et Vandervaere (1995) préconise la valeur de 0.6 pour  $\beta$  pour une estimation médiane de la conductivité.

Ainsi, lorsqu'on emploie deux disques de rayon  $r_A$  et  $r_B$  ( $A > B$ ) comme dans notre cas, on génère deux Equations :

$$C2_A = \frac{2 - \beta}{3} K + \frac{\gamma S^2}{r_A(\theta_0 - \theta_i)} \quad (6.12)$$

$$C2_B = \frac{2 - \beta}{3} K + \frac{\gamma S^2}{r_B(\theta_0 - \theta_i)} \quad (6.13)$$

La résolution de ce système permet d'obtenir les variables K et S par :

$$K = \frac{3}{2 - \beta} \left[ \frac{C2_A \cdot r_A - C2_B \cdot r_B}{r_A - r_B} \right] \quad (6.14)$$

$$S^2 = \frac{(C2_B - C2_A)}{\gamma} \frac{r_A r_B}{r_A - r_B} \quad (6.15)$$

Le système d'Equation (Equations 6.12 et 6.13) peut également être résolu graphiquement (Figure 6.6) en portant les valeurs de C2 en ordonnée et les valeurs de  $\gamma/r\Delta\theta$  en abscisse. La pente de la droite de régression reliant les points (deux ou trois selon le nombre de disque utilisés) correspond à la sorptivité au carré ( $S^2$ ) tandis que l'intercept correspond à  $[K(2-\beta)/3]$ .

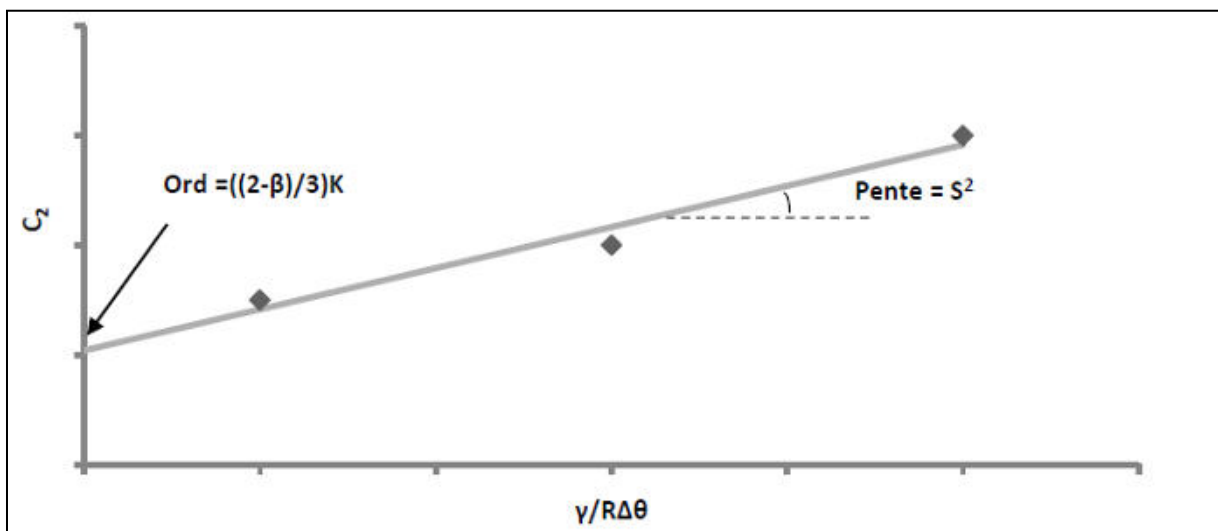


Figure 6.6. Principe de résolution graphique de la méthode multi-rayons (Vandervaere *et al.*, 2000)

Pour déterminer C1 et C2 sans biais et obtenir des meilleurs résultats, l'Equation (6.9) doit être ajustée linéairement en la dérivant par la racine carrée du temps (Vandervaere *et al.*, 2000), soit :

$$\frac{dl}{d\sqrt{t}} = C1 + 2C2\sqrt{t} \quad (6.16)$$

Graphiquement, le principe consiste à dresser une régression linéaire ( $dl/d\sqrt{t}$  vs  $\sqrt{t}$ ) et dont l'ordonnée à l'origine correspond à C1 et la pente correspond à 2C2 (Figure 6.7).

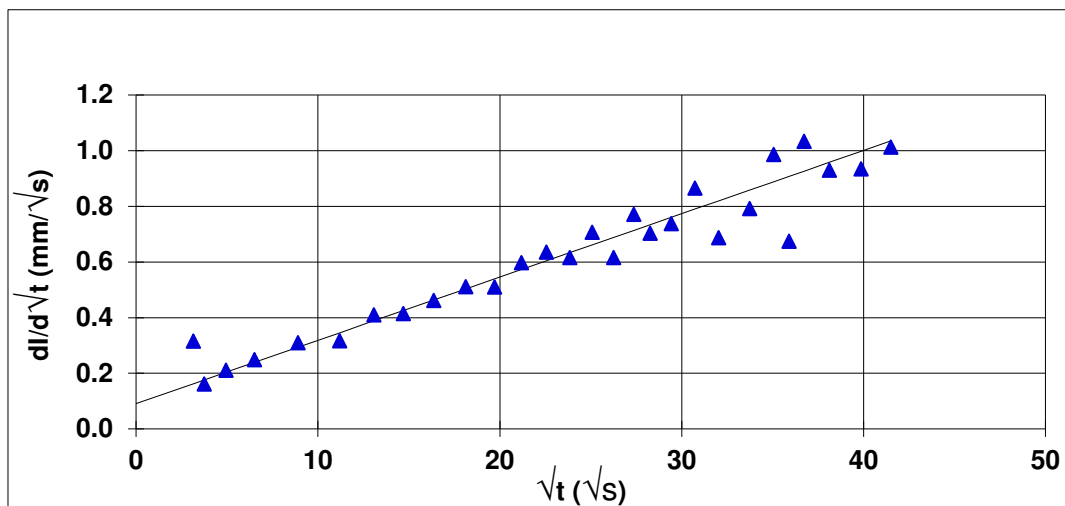


Figure 6.7. Principe graphique (linéarisation) de détermination des coefficients C1 et C2 d'après l'Equation 6.16.

### 6.3.2.2. Mono test en régime transitoire

Les méthodes MR et MP sont respectivement sensibles aux variations horizontale et verticale des propriétés du sol. Pour s'affranchir de ces variations, White & Sully (1987) proposent la méthode mono test qui consiste à utiliser un seul disque et à imposer un seul potentiel.

Dans le cadre du présent travail, la méthode mono test est utilisée pour déterminer la sorptivité aux temps court par la technique exposée au paragraphe précédent, l'ordonnée à l'origine (intercept) de cette droite correspondant à S.

### 6.3.2.3. Mono test en régime permanent

La méthode mono test en permanent permet de calculer la conductivité hydraulique par la combinaison des Equations de Wooding (Equation 6.1) et de White & Sully (1987) qui met en relation le potentiel d'écoulement  $\Phi$  et la sorptivité S :

$$\Phi = \frac{bS^2}{\Delta\theta} \quad (6.17)$$

Donc d'après (6.1) et (6.17) :



$$K(h_0) = q^\infty(h_0) - \frac{4bS^2}{\pi r \Delta \theta} \quad (6.18)$$

La détermination de la conductivité hydraulique par cette méthode est donc fondée sur l'analyse du régime permanent et de la sorptivité au temps court. Elle est sensible aux erreurs d'estimation de cette dernière du fait de l'élévation au carré. L'estimation de la conductivité peut donc être biaisée si la sorptivité est mal estimée (Vandervaere, 1995).

#### 6.3.2.4. Le dépouillement de la tensio-infiltrométrie

La tensio-infiltrométrie a été appliquée sur le site du socle pour déterminer la conductivité hydraulique.

L'utilisation des micro-tensiomètres, installés à différentes profondeurs, permet de suivre l'évolution du potentiel matriciel (h) au cours du temps. Les capteurs de ces micro-tensiomètres répondent à la pression par des signaux en tension (mV) qui sont directement lus sur un voltmètre numérique. Ces capteurs sont reliés à un boîtier qui leur fournit une alimentation stable de 5V. Pour passer de la tension (U en mV) au potentiel matriciel (h en cm), ce dispositif nécessite un étalonnage qui peut être délicat. Notons que plusieurs essais d'étalonnage ont été effectués au laboratoire, mais les sorties issues de ces étalonnages aboutissent souvent, soit à des potentiels supérieurs au potentiel  $h_0$  imposé en surface (-10 mm pour tous nos essais) au lieu d'être asymptotique et inférieur à celui-ci, ce qui n'a donc pas de sens physique, soit à des potentiels dépassant l'étendue de mesure des tensiomètres. Nous obtenons de ce fait, des conductivités souvent négatives ou aberrantes. Finalement, nous avons utilisé un dispositif simple d'étalonnage in situ permettant d'avoir des valeurs stables de tension (au bout des 3-4 heures d'attente) pour des potentiels  $h_A$  et  $h_B$  donnés par rapport à la surface d'eau libre (Figure 6.8). La méthode consiste à n'utiliser que deux hauteurs d'eau (en tension) dans la gamme voisine des valeurs attendues lors des essais. Ces deux hauteurs suffisent dans la mesure où ces capteurs n'ont jamais montré de défaut de linéarité. La raison des mauvais résultats obtenus en utilisant les étalonnages en laboratoire est sans doute liée à des effets de température (très élevée sur le terrain) sur les capteurs de pression.

La régression issue des deux couples  $h_A U_A$  et  $h_B U_B$  de chaque tensiomètre a permis d'établir la relation d'étalonnage des capteurs sous la forme (Tableau 6.1) :

$$Pr(\text{cm}) = a_1 * (\text{mV}) + a_2 \quad (6.19)$$

où  $Pr$  est la « pression de l'eau » au niveau du capteur ;  $a_1$  et  $a_2$  les paramètres d'étalonnage.

Durant les essais sur le terrain, les bougies sont placées à deux profondeurs différentes  $z_1$  et  $z_2$ . Donc pour passer de la pression ( $Pr$ ) au niveau du capteur au potentiel matriciel (h) au niveau de la bougie, l'Equation (6.19) nécessite une prise en compte de la hauteur comprise entre le capteur et la bougie. Soit  $h_1$  et  $h_2$  les potentiels au niveau de la 1<sup>ère</sup> et 2<sup>ème</sup> bougie respectivement :

$$h_1(\text{cm}) = \{a_1 * (\text{mV}) + a_2\} + X_1 + X_2 + z_1 \quad (6.20)$$

$$h_2(\text{cm}) = \{a_1' * (\text{mV}) + b_2'\} + X_1 + X_2 + z_2 \quad (6.21)$$

où  $X_1$  est la hauteur entre le capteur et le support métallique (cf. 6.2)

$X_2$  est la hauteur entre le support et la surface du sol

Et  $z$  (1 et 2) la profondeur de la bougie par rapport à la surface du sol.

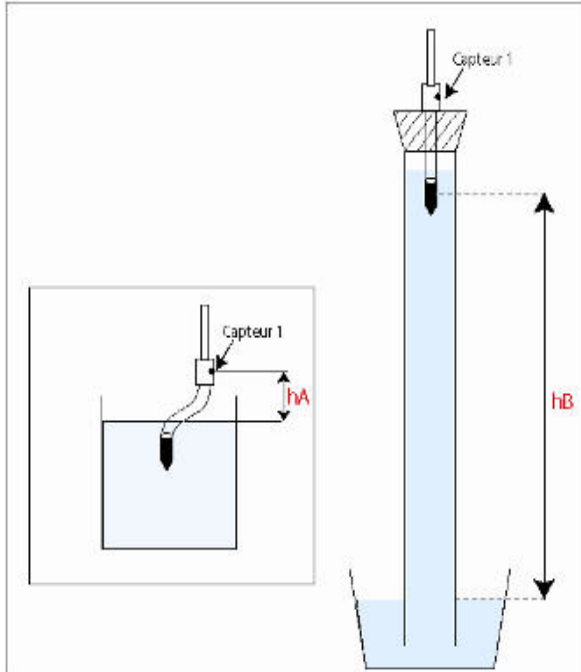


Figure 6.8. Dispositif d'étalonnage des tensiomètres

Tableau 6.1. Relation d'étalonnage			
Tensiomètre	h (cm)	U (mV)	Relation d'étalonnage
Tensio 3	-19.5	37.4	Pr = -0.12U-15
	-44	238	
Tension B6	-19.5	58.2	Pr = -0.12U-13
	-42.5	251	
Tensio 5A	-14	30.5	Pr = -0.15U-9
	-47	245.7	
Tensio 6bis	-18	71	Pr = -0.14U-8
	-45	263.1	

L'obtention de  $h$  et  $z$  permet de déterminer la charge hydraulique  $H$  (Equation 5.5)

L'évolution de  $h_1$  par rapport à  $h_0$  (potentiel imposé en surface) permet de suivre la charge et le gradient hydrauliques entre la surface du sol et la profondeur  $z_1$  tandis que l'évolution entre  $h_1$  et  $h_2$  donne la charge et le gradient entre  $z_1$  et  $z_2$

L'application directe de la loi de Darcy en écoulement monodimensionnel vertical donne ainsi la conductivité hydraulique par :

$$K(\theta) = -qz \frac{\Delta z}{\Delta H} \quad (6.22)$$

Pour chaque essai nous obtenons ainsi deux valeurs de conductivité en utilisant les deux gradients calculés, entre la surface du sol et la profondeur  $z_1$  d'une part et entre  $z_1$  et  $z_2$  d'autre part.

Il est, dans certains cas, possible d'aboutir à des valeurs négatives de conductivité dues soit à un faible écart entre les valeurs de charge, soit à l'instabilité du flux. De ce fait, nous

déterminons la conductivité de chaque essai sur la base des dernières valeurs (4-5 dernières) du flux stabilisé.

### **Conclusion**

La conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire sont déterminées à l'échelle ponctuelle par différentes méthodes. Sur le site sédimentaire, les essais d'infiltration axisymétrique réalisés avec l'infiltromètre à succion contrôlée sont dépouillés par les méthodes multi-rayons et multi-potentiels en régime permanent. Sur le site cristallin, les essais réalisés en monodimensionnel grâce à des cylindres qui forcent l'écoulement en 1D sont dépouillés par l'application de la loi de Darcy tandis que ceux réalisés en temps courts sont examinés respectivement par les méthodes mono test et multi rayons en régime transitoire.



## Chapitre 7. Détermination des propriétés hydrodynamiques par la simulation de pluies

### *Introduction*

---

*Nous présentons dans ce chapitre une méthode nouvelle, appliquée sur le site du socle, pour déterminer les propriétés hydrodynamiques du sol par la simulation de pluies. Le dispositif de mesure (un saturomètre) et les démarches utilisées pour déterminer  $K$  et  $S$  sont successivement exposés.*

---

#### **7.1. Le saturomètre**

L'étude de l'infiltration peut être réalisée soit en condition de charge (comme c'est le cas avec l'infiltromètre à succion contrôlée), soit en condition de flux (cas de la pluie ou de l'irrigation) ; les processus physiques expliquant ces deux modes sont décrits par exemple dans Vauclin (1986). L'évolution de la teneur en eau en surface n'est pas la même selon l'un ou l'autre des cas. Dans le cas de l'infiltration en condition de charge, le potentiel matriciel imposé au sol est uniformément réparti sous l'embase du disque ou dans la surface de l'anneau. De ce fait, la surface imbibée se sature au même moment sous le disque. La teneur en eau passe d'un état initial  $\theta_i$  à  $\theta_f$  (état final) très proche de la saturation ( $\theta_f \approx \theta_s$ ), et la quantité d'eau qui s'infiltré dans le sol au cours du temps diminue sous l'effet d'une condition limite maintenue constante.

En revanche, dans le cas de l'infiltration en condition de flux, la saturation de la surface s'observe progressivement, la teneur en eau passant généralement de  $\theta_i$  à  $\theta_s$  par portion de surface du fait de l'hétérogénéité de celle-ci. Il devient alors possible de suivre cette progression au cours du temps dès lors qu'on dispose du matériel permettant de réaliser ce type d'infiltration. C'est ainsi que dans le cadre de cette thèse est utilisé un saturomètre, entièrement conçu et réalisé au LTHE pour simuler les pluies et la saturation des sols.

La simulation de pluie consiste à produire une averse artificielle sur une surface donnée. Plusieurs simulateurs de pluies ont été mis au point et dont les dimensions varient entre 10 et 30 m de hauteur (Benkhelil *et al.*, 2004). En Afrique de l'Ouest, le plus connu est le simulateur type ORSTOM, d'une hauteur d'environ 3.5 m, construit par Asseline et Valentin (Asseline & Valentin, 1978).

Les simulateurs connus jusqu'ici ont pour finalité de mesurer le ruissellement et les pertes en terres induites (Barthès *et al.*, 1998) dans des conditions les plus proches possibles des conditions naturelles (Ambouta, 1994 ; Asseline & Valentin, 1978 ; Asseline *et al.*, 1985).

Dans notre cas, nous utilisons un saturomètre pour simuler les pluies. L'utilisation du saturomètre dans ce travail a pour objectif de déterminer le temps de saturation ( $T_s$ ) du sol et le temps de déclenchement du ruissellement pour diverses intensités de pluie ( $I_p$ ). Notons, par ailleurs, que la détermination de ces temps caractéristiques par la simulation de pluie avait été testée avec succès sur des sols remaniés en laboratoire (Ugarte, 2011, Vandervaere *et al.*, (soumis)). L'utilisation du saturomètre dans notre étude avait aussi pour objectif de tester l'applicabilité de la méthodologie en milieu naturel.

### 7.1.1. Description de l'appareil

Le saturomètre (Figures 7.1 et 7.2a) est constitué de trois parties :

- Un système d'aspersion composé d'un gicleur (Figure 7.2c) fixé à une crémaillère et connecté à un réservoir d'alimentation par un tuyau semi-rigide. L'admission de l'eau dans le gicleur est effectuée en actionnant régulièrement la manivelle de l'asperseur de jardin du commerce qui sert de réservoir. Cette pression, tenue aussi constante que possible, est contrôlée par deux manomètres dont l'un est à la sortie du réservoir et l'autre à l'entrée du gicleur. Le système ne nécessite donc pas de source d'énergie telle qu'une batterie ce qui facilite son usage en conditions de terrain éloignées ;
- Un système d'évacuation des eaux tombées à l'extérieur de la parcelle d'observation composé d'un cadre en plexiglas évidé au centre et délimité par des murets. La partie évidée, d'une dimension de 30\*30 cm, représente la parcelle d'observation (Figures 7.2d et 7.2f). Les bordures de celle-ci sont faiblement inclinées vers l'extérieur (sens des flèches sur la Figure 7.1) afin de collecter et évacuer l'eau qui tombe hors de la parcelle. Les pieds, supportant l'appareil, permettent d'incliner, très légèrement, le dispositif conformément au sens général de la pente et d'orienter ainsi l'écoulement de cette eau vers les gouttières.
- Une armature coulissante permettant de faire varier la hauteur verticale (hv) entre le gicleur et la parcelle d'observation. La hauteur (hv) est comprise entre 65 et 110 cm.

### 7.1.2. Fonctionnement de l'appareil

#### 7.1.2.1. Choix de l'intensité

L'intensité est fonction du débit de gicleur, de la hauteur (hv) et de la pression d'eau. Cinq gicleurs (marque LECHLER®) à cônes pleins (c'est-à-dire qu'ils arrosent la surface d'un disque de manière uniforme ; Nicolas, 2010) et à débits différents sont utilisés dans ce travail. Ces gicleurs, produisant de fines gouttelettes, n'encroûtent pas la surface. L'uniformité de l'arrosage est fonction de la pression d'entrée qui doit être suffisante. Le Tableau 7.1 résume les caractéristiques (fournies par le constructeur) des gicleurs et les intensités extrêmes pour les bornes inférieure (65 cm) et supérieure (110 cm) de la hauteur (hv) pour une pression d'eau de 2 bars.

Tableau 7.1. Caractéristiques théoriques des gicleurs utilisés (en supposant une trajectoire rectiligne des gouttes)

N° gicleur	Référence	Débit (l/min)	Angle de jet (degrés)	Intensité (mm/h) pour hv = 65 cm	Intensité (mm/h) pour hv = 110 cm
1	460 404	1	60	144	50
2	460 326	0.4	90	24	9
3	460 406	1	90	61	21
4	460 368	0.63	120	19	7

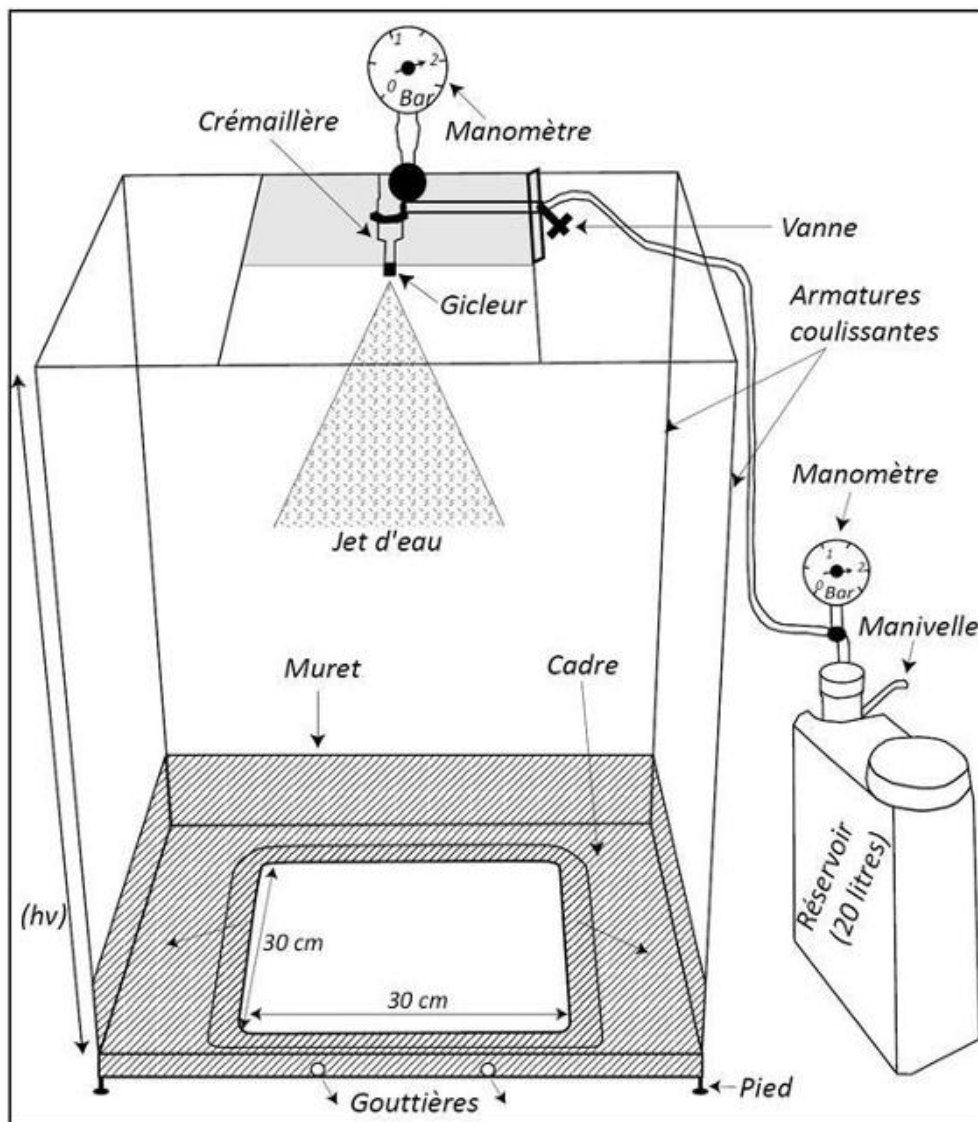


Figure 7.1. Schéma du saturomètre

Pour une hauteur ( $h_v$ ) donnée, l'intensité appliquée varie en fonction du débit et de l'angle de jet des gicleurs. Et pour un gicleur donné, l'intensité est d'autant plus élevée que la hauteur est faible (Tableau 7.1). Les gicleurs sont interchangeables d'un essai à l'autre. Il est donc possible d'appliquer diverses intensités sur un état de surface donné, typiquement entre 5 et 300 mm/h.

#### 7.1.2.2. Mise en place du dispositif et démarrage de l'essai

Après le choix de l'intensité à appliquer, le dispositif peut ainsi être placé au point d'observation ciblé. L'approche est absolument non intrusive car la mise en place du dispositif ne perturbe pas l'état de surface du sol. En effet, le cadre d'observation, étant « intégré » au système, n'est pas enfoncé dans le sol. Il est même, au contraire, maintenu légèrement au-dessus de la surface du sol (quelques cm) par les pieds du dispositif. Avant le démarrage d'un essai « réel », un essai de contrôle est d'abord simulé en un autre point du terrain pour vérifier le bon fonctionnement du gicleur (certains gicleurs se bouchent souvent si

l'eau utilisée n'est pas propre). Le dispositif est ensuite couvert d'une bâche (Figure 7.2b) afin de limiter l'action du vent sur la chute des gouttelettes.

Quelques mouvements de manivelle sont nécessaires pour remonter les manomètres à deux (2) bars, pression choisie pour notre étude, avant d'ouvrir la vanne. Et, en ouvrant la vanne, le système d'aspersion arrose lorsqu'on actionne la manivelle. Une fois lancé, l'essai ne sera interrompu qu'à la fin des mesures.

### 7.1.2.3. Observation et mesures

Les essais de simulation de pluies sont effectués, en plusieurs répétitions, sur cinq états de surface du site cristallin ainsi que dans le lit des ravines. L'infiltration étant ici en condition du flux, la saturation de la parcelle s'effectue progressivement. Ainsi pour chaque essai, le temps de saturation ( $T_s$ ) des proportions caractéristiques (10, 25, 50, 75, 90 et 100%) de la parcelle et le temps de déclenchement du ruissellement sont visuellement déterminés et notés au fur et à mesure. Par souci d'homogénéité, c'est le même observateur (nous-même) qui juge des proportions de surface saturée pour tous les essais. La hauteur et l'intensité de pluie exactement appliquées sont également mesurées. En effet, pour chaque essai donné, les mesures se font en deux temps. Un premier lancement permettant de déterminer les temps caractéristiques (temps de saturation et temps de ruissellement) et un deuxième lancement permettant de mesurer la hauteur et l'intensité de pluie. Durant le 2<sup>ème</sup> lancement, seize pluviomètres, de 19.6 cm<sup>2</sup> de surface, sont installés dans la parcelle d'observation (Figure 7.2e) pour recueillir l'eau pendant un temps ( $t$ ). Ainsi, l'intensité considérée pour l'essai correspond à la hauteur moyenne des pluviomètres sur le temps ( $t$ ). L'homogénéité de l'arrosage peut également être évaluée.

Les teneurs en eau du sol sont également mesurées ( $\theta_i$  est mesurée à côté de la parcelle sur le même type de surface et  $\theta_s$  est mesurée dans la parcelle d'observation juste après l'arrêt de l'essai) avec une sonde capacitive  $\Delta t$  (type SM200).

### 7.1.3. Détermination des Ks et S avec le saturomètre

La plupart des travaux de la littérature (Ndiaye, 2001 ; Niang, 2006 ; Vandervaere, 1995 ; Vauclin & Chopart, 1992) utilisent les paramètres hydrodynamiques (K et S) pour prédire le temps  $T_s$  de saturation du sol via l'Equation 5.8 de Boulier *et al.* (1987) qui montre que ce temps est une fonction analytique des trois paramètres suivants :

- la conductivité hydraulique du sol (K) ;
- la sorptivité capillaire du sol (S) qui dépend de l'humidité initiale ;
- l'intensité de la pluie ( $I_p$ ).

Dans cette étude, la démarche adoptée consiste à déterminer expérimentalement le temps  $T_s$  pour des intensités de pluie connues et variées. Et, à partir de la courbe  $T_s(I_p)$  obtenue pour chaque état de surface, à retrouver par ajustement la valeur des deux paramètres inconnus que sont Ks et S. Une large gamme de points ( $I_p$  ;  $T_s$ ) est alors indispensable pour bien contraindre la courbe, d'où la nécessité des essais en plusieurs répétitions réalisées sous des intensités relativement faibles, moyennes et élevées.





a. Saturomètre



b. protection contre le vent



c. gicleur et jet d'eau



d. vue de la parcelle (état de surface Cultural)



e. pluviomètres



f. vue de la parcelle (état de surface BIOL)

*Figure 7.2. Le saturomètre et son utilisation*

#### 7.1.4. Atouts et faiblesse du saturomètre

Le saturomètre présente les avantages :

- d'être léger et très portatif permettant ainsi de l'utiliser partout ;
- d'être non intrusif, ne modifiant donc pas l'état du sol ;
- de permettre de réaliser plusieurs essais côte à côte du fait de sa petite taille ;
- d'asperger des fines gouttelettes qui n'encroûtent pas le sol ;
- de ne pas consommer beaucoup d'eau durant les essais ;
- de ne pas nécessiter l'attente d'un régime permanent d'infiltration et/ou de ruissellement ;
- de permettre l'interchangeabilité des gicleurs permettant l'utilisation d'une large gamme d'intensités ;
- de permettre l'observation progressive de la saturation et du ruissellement sur la parcelle d'observation.

Cependant, il présente les inconvénients :

- d'imposer plusieurs répétitions pour pouvoir déterminer la courbe  $T_s(I_p)$  (cf. Equation 5.8) pour chaque état de surface ce qui exclut la caractérisation ponctuelle ;
- de nécessiter parfois une longue attente (40-50 min) pour des essais de faible intensité en particulier sur les surfaces cultivées et ou en jachère ; certaines parcelles d'ailleurs peuvent ne jamais se saturer sous faible intensité et cette information doit être prise en compte, en l'absence pourtant de temps mesurés,
- de demander une observation de la saturation à l'œil humain, donc non-parfaitement objective. De plus, certaines conditions (faible éclairage du soleil, présence de nuages, présence des herbacées...) rendent difficile l'estimation de la saturation sur la parcelle ;
- de faire réaliser séparément l'estimation de saturation et l'intensité de pluie lui correspondant. L'estimation de cette dernière peut être biaisée si la pression d'eau n'est pas tenue aussi constante (autour de 2 bars) que durant l'observation de la saturation, cet inconvénient est néanmoins mineur.

#### Conclusion

Une méthode de détermination des variables  $K_s$  et  $S$  par la simulation de pluie (réalisée avec un saturomètre) est proposée dans ce chapitre. Ces variables peuvent, certes, être mesurées par l'étude de l'infiltration en condition de charge ou succion contrôlée (par l'infiltromètre à disque et/ou le tensio-infiltromètre) mais l'approche du saturomètre expérimentée ici vise à tester l'applicabilité in situ de la méthode et à comparer les valeurs de  $K_s$  et  $S$  issues des diverses méthodes en vue de faire face, éventuellement, aux incertitudes inhérentes aux mesures expérimentales in situ et en gardant à l'esprit l'éventuelle différence d'épaisseur échantillonnée entre ces méthodes. L'utilisation simple et rapide du saturomètre peut constituer un avantage sur le terrain, comparée aux techniques nécessitant l'atteinte du régime permanent d'infiltration, sous condition d'un éclairage suffisant toutefois.

## Chapitre 8. Mesure de ruissellement sur parcelles expérimentales

### *Introduction*

---

*Ce chapitre décrit les processus qui génèrent le ruissellement à l'échelle d'une surface élémentaire. Après la critique des quelques méthodes de prédiction des crues utilisées au Sahel, nous décrivons la méthode utilisée dans ce travail pour améliorer la prédiction.*

*Un dispositif expérimental est mis en place pour, d'une part, mesurer et comparer le ruissellement à l'échelle de la parcelle sur les sites d'étude (cristallin et sédimentaire) et, d'autre part, valider la méthode de prédiction utilisée pour produire le ruissellement sur le site cristallin.*

---

### **8.1. Le ruissellement**

Le ruissellement correspond à l'écoulement de l'eau à la surface du sol. Il se produit si le sol n'est pas capable (instantanément ou en continu) d'absorber l'eau qu'il reçoit. Cette condition est satisfaite lorsque le sol est saturé, soit intégralement, soit en un nombre de points suffisant pour permettre la connectivité de l'écoulement. De ce fait, on distingue généralement deux types de ruissellement.

- Le ruissellement par saturation du sol par le bas, ou ruissellement hewlettien (Cappus, 1960 ; Hewlett, 1961). Ce type de ruissellement se produit sur des surfaces saturées. La capacité du sol à stocker l'eau dans le profil et ou à la transférer latéralement étant alors atteinte, l'eau ne pourra plus s'infiltrer. La saturation résulte ici soit de la remontée d'une nappe profonde, d'une nappe perchée, soit de l'exfiltration. Il s'agit donc bien d'une saturation par le bas. Lorsque celle-ci atteint la surface, une lame s'y forme alors et s'écoule plus ou moins librement sous l'effet de la gravité. Ce type de ruissellement est plus courant dans les zones tempérées (Nicolas, 2010).
- Le ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration, ou ruissellement hortonien (Horton, 1933). Il se produit lorsque l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol à absorber l'eau, même si tout le profil du sol n'est pas complètement saturé. La saturation s'observe dans ce cas « par le haut » du fait de la présence d'un horizon peu perméable en surface ou en sub-surface et des fortes intensités des précipitations (Musy & Higy, 2004). Ce type de ruissellement est typique des régions semi-arides (Armand, 2009 ; Nicolas, 2010) du fait justement de la forte intensité des pluies dans ces régions qui peut, généralement, être supérieure à la capacité d'infiltration et de la susceptibilité de leurs sols à l'encroûtement en surface, limitant du coup l'infiltrabilité et la saturation des sols sous-jacents. Toutefois, ces deux types de ruissellement ne sont pas exclusifs. Ils peuvent se succéder sur un même bassin dans certains cas.

## 8.2. Genèse du ruissellement

L'évolution des processus d'infiltration est déterminante pour la production de l'écoulement en surface. Dans les deux types de ruissellement décrits ci-dessus, l'eau ne coule en surface que si la capacité du sol à infiltrer est atteinte ou dépassée. Lors d'une pluie, la genèse du ruissellement est donc fonction de la capacité d'infiltration du sol. On caractérise cette capacité d'infiltration par l'infiltrabilité du sol au cours du temps. En effet, durant les premiers instants d'une averse, l'infiltrabilité du sol décroît rapidement d'une valeur initiale qui dépend de la teneur en eau initiale et de la teneur en eau imposée en surface (averse). Elle décroît progressivement par la suite pour tendre asymptotiquement vers un régime constant, proche de la valeur de la conductivité hydraulique à saturation (Figure 8.1). Musy & Higy (2004) expliquent cette décroissance par la diminution du gradient de pression qui peut, éventuellement, être renforcée par le colmatage partiel des pores et la formation d'une croûte superficielle. [Mais le problème devient beaucoup plus complexe si l'on tient compte d'une évolution de la conductivité en cours d'événement, ceci sort du cadre de notre travail]

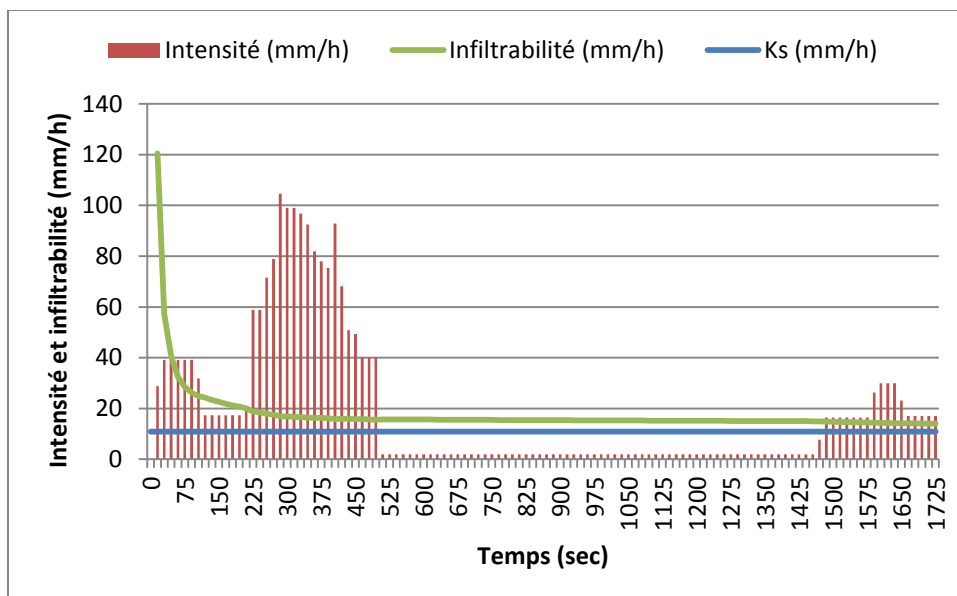


Figure 8. 1. Evolution de l'infiltrabilité au cours du temps

Sur la Figure 8.1, en comparant l'intensité de la pluie et l'infiltrabilité d'un sol, deux alternatives se présentent, conformément au principe hortonien de l'écoulement. Si l'intensité de la pluie est inférieure à l'infiltrabilité du sol, l'eau s'infiltrer aussi vite qu'elle est fournie. L'intégration de cette fraction sur le temps donne l'infiltration cumulative (I). Par contre, si l'intensité de la pluie est supérieure à l'infiltrabilité, l'excédent d'eau s'accumule en surface et ou s'écoule suivant la pente. Dans ce cas, la détermination du seuil de submersion (défini par la courbe d'infiltrabilité) permet alors de déduire la pluie nette (Figure 8.2), qui correspond potentiellement à la lame ruisselée (Lr). Ainsi, pour une averse P donnée, la lame ruisselée peut être calculée par :

$$Lr = P - I \quad (8.1)$$

où Lr (mm) est la lame ruisselée

$P$  (mm) est la hauteur de la pluie  
 $I$  (mm) est l'infiltration cumulative.

Notons que dans la pratique, le passage de la pluie au ruissellement peut être influencé par bien d'autres facteurs (interception par la végétation, évaporation). De plus, la lame d'eau qui se forme en surface après la saturation, ne se met réellement en mouvement qu'après avoir satisfait la détention superficielle qui correspond au volume d'eau stocké dans des dépressions créées par les irrégularités ou microreliefs de surface (Esteves *et al.*, 2000 ; Mirzaei Gharehlar, 2008 ; Nicolas, 2010).

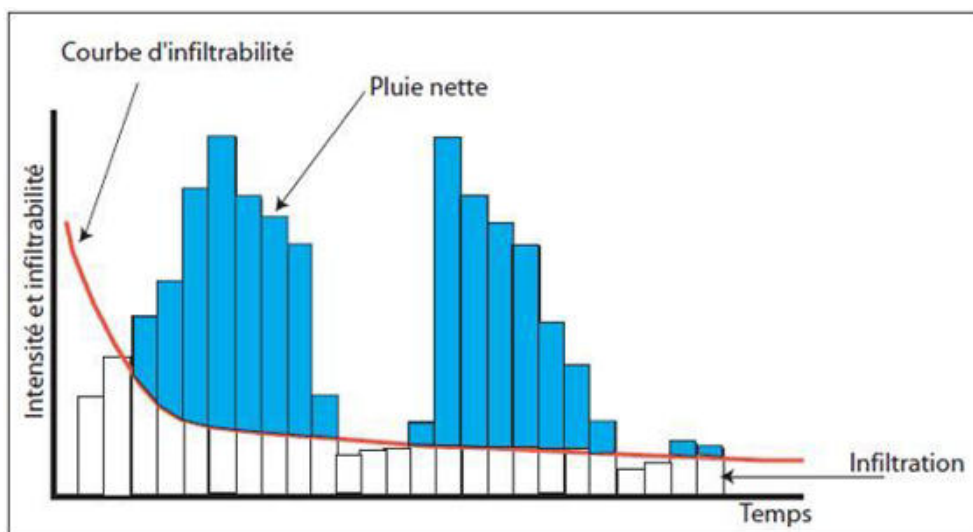


Figure 8.2. Détermination de la pluie nette.

### 8.3. Quelques méthodes de prédiction du ruissellement utilisées au Sahel

Connaissant les caractéristiques d'une pluie (hauteur, intensité maximale, hyétoqramme, etc.), la prédiction du ruissellement consiste à déterminer, a priori, la fraction de la pluie qui va ruisseler en utilisant une fonction de production.

Plusieurs méthodes, empiriques ou à base physique, sont proposées dans la littérature (cf. (Hingray *et al.*, 2009 ; Musy & Higy, 2004 ; Musy & Soutter, 1991) pour déterminer une fonction de production (ou fonction d'infiltration) du sol et prédire le ruissellement. En Afrique de l'Ouest<sup>1</sup>, nous citons, Le Breton (2012) ; Lamachère (1996) ; Mounirou (2012) ; Peugeot (1995) ; Vandervaere *et al.* (1998) qui, pour prédire le ruissellement, ont assimilé la capacité d'infiltration du sol à un seuil d'intensité de pluie en deçà duquel le ruissellement ne peut être observé. La valeur de ce seuil repose sur des mesures de ruissellement observées et se détermine en représentant graphiquement (Chevallier *et al.*, 1985) les hauteurs de pluies en fonction d'un critère d'intensité (intensité maximale en 5 min en l'occurrence) afin de discriminer les pluies ayant produit le ruissellement de celles ne l'ayant pas produit. La valeur minimale d'intensité de pluie ayant généré le ruissellement correspond alors à ce seuil. L'application de cette méthode (que nous appelons par la suite méthode de Lamachère)

<sup>1</sup> Cf. (Ribstein, 1990) pour retrouver une liste assez exhaustive des méthodes.



nécessite de fait l'acquisition d'une série de mesures fiables et suffisantes pour fixer valablement ce seuil.

Par ailleurs, la méthode de Lamachère, même si elle donne des résultats satisfaisants (Peugeot, 1995), reste toutefois critiquable puisqu'elle impose un seuil d'intensité constant (dans le temps) pour déterminer le ruissellement tant à l'échelle de l'averse qu'à celle de la saison. Or, l'intensité de la pluie, tout comme la capacité d'infiltration d'ailleurs, n'est jamais constante même au cours d'une averse. En outre, la genèse du ruissellement est sensible aux conditions d'humidité prévalant avant chaque pluie. Une teneur en eau élevée peut facilement mettre à défaut ce seuil, tout comme l'évolution temporelle d'un état de surface considérée.

La méthode CAM (Capacité d'absorption moyenne) (Ribstein, 1990) procède de manière similaire pour calculer le ruissellement en fixant un seuil d'intensité au-delà duquel tout ruisselle et en deçà, tout s'infiltré. En tronquant, dans ce cas, le hyétogramme de la pluie brute, le ruissellement potentiel correspond à la fraction d'averse dont l'intensité est supérieure à ce seuil.

La méthode proposée par Casenave et Valentin (1989, 1992) en est un autre exemple. Sur la base des simulations de pluies réalisées sur plusieurs états de surface, ces auteurs rapportent en effet que la lame d'eau ruisselée sur 1 m<sup>2</sup> peut être exprimée en fonction de la pluie utile<sup>1</sup> et d'un indice d'humidité prévalant avant le début de l'averse par une Equation linéaire de la forme :

$$Lr = aPu + bPu.IK + cIK + d \quad (8.2)$$

où  $Lr$  est la lame ruisselée

$Pu$  est la pluie utile

$a, b, c$  et  $d$  des coefficients empiriques, variables selon les états de surface.

$IK$  = indice d'humidité avant l'averse défini par (Casenave, 1982, Chevallier, 1983, Chevallier *et al.*, 1985) :

$$IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1})e^{-\zeta t} \quad (8.3)$$

où  $IK_n$  est l'humidité du sol immédiatement avant l'averse  $n$

$P_{n-1}$  est la hauteur de pluie de rang  $(n-1)$  en mm

$t$  est le temps (en jour et en fraction de jour) séparant la fin de pluie  $(n-1)$  au début de pluie  $n$ ,

$\zeta$  un coefficient de calage, pris généralement égal à 0.5 jour<sup>-1</sup>

Les critères d'identification précise des états de surface proposés rendent l'application de l'Equation (8.2) malaisée. Cette méthode, établie à partir d'un nombre limité de parcelles (Casenave & Valentin, 1989), ne peut fournir qu'un ordre de grandeur de la lame ruisselée.

---

<sup>1</sup> Selon la définition donnée par Roche (1963), cité par (C. Peugeot, 1995), la pluie utile correspond à « la fraction d'averse qui peut raisonnablement, c'est-à-dire avant toute analyse, produire du ruissellement ». Casenave (1982) justifie, ici, l'utilisation de ce terme car toutes les pluies simulées sont en général longues et de fortes intensités (supérieures à 35mm/h), donc sont susceptibles de ruisseler.

#### 8.4. Méthode de prédiction utilisée : la méthode de Green et Ampt

L'un des objectifs de ce travail est d'améliorer la prédiction du ruissellement en utilisant une méthode qui tienne compte de la variabilité instantanée de l'intensité de la pluie au cours des averses ainsi que de l'évolution temporelle des états de surface. Nous optons, à cette fin, pour le modèle d'infiltrabilité de Green et Ampt, du fait de sa stabilité, son sens physique et son adaptation aux sols sableux (Cappelaere *et al.*, 2003 ; Peugeot *et al.*, 1996 ; Peugeot *et al.*, 2003). Le principe de la méthode étant décrit dans le chapitre 5, nous rappelons ici les termes de l'Equation :

$$i = Ks(zf - hf)/zf \quad (8.4)$$

$i =$  infiltrabilité

$Ks =$  conductivité hydraulique à saturation

$zf =$  profondeur du front d'humidification

$hf =$  potentiel matriciel au front d'humidification

Le potentiel matriciel  $hf$  et la conductivité hydraulique étant supposé constants dans ce modèle, seule la profondeur  $zf$  du front d'humidification évolue alors au cours d'une averse. Son évolution est fonction de l'intensité de la pluie, et donc de l'infiltrabilité. On se propose de ce fait, de recalculer l'infiltrabilité (Equation 8.4) par itération en temps court (chaque 15 sec)<sup>1</sup> afin de prendre en compte ces variabilités.

Soient  $zf_0, zf_1, zf_2, \dots, zf_i$  les profondeurs du front d'humidification respectivement aux temps  $t_0, t_1, t_2, \dots, t_i$  de l'averse ; l'itération de calcul sur la profondeur de ce front est donnée par :

$$\left\{ \begin{array}{ll} \text{pour } t_0 = 0 \text{ sec} & \rightarrow zf_0 = 0 \text{ mm} \\ \text{pour } t_1 = t_0 + \Delta t & \rightarrow zf_1 = zf_0 + \Delta zf(t_0 ; t_1) \\ \text{pour } t_2 = t_1 + \Delta t & \rightarrow zf_2 = zf_1 + \Delta zf(t_1 ; t_2) \\ \text{pour } t_i = t(i-1) + \Delta t & \rightarrow zfi = zf(i-1) + \Delta zf[t(i-1) ; ti] \end{array} \right. \quad (8.5)$$

Avec

$$\Delta zf[t(i-1) ; ti] = \frac{\Delta I[t(i-1) ; ti]}{\Delta \theta} \quad (8.6)$$

$\Delta I =$  fraction d'averse qui s'infiltré pendant le pas de temps considéré

$\Delta \theta$  l'écart d'humidité ( $\Delta \theta = \theta_{final} - \theta_{initial}$ ;  $\Delta \theta$  est supposé constant durant un événement infiltrant)

<sup>1</sup> L'itération à temps court vise à conserver la distribution temporelle des intensités aussi réelles que possible. Plus le pas de temps est grand, plus les intensités sont lissées. Le choix du pas de temps de 15 secondes se justifie par le fait qu'à ce pas le lissage des intensités est pratiquement imperceptible.

### 8.4.1. Détermination du ruissellement par la méthode de Green et Ampt (G.A.)

Pour chaque pas de temps, l'intégration de l'intensité de la pluie sur  $\Delta t$  donne une fraction d'averse  $\Delta P_i$  tombée.

$$\Delta P_i = I_p(t_i) * \Delta t \quad (8.7)$$

où  $I_p(t_i)$  est l'intensité de la pluie au pas de temps  $t_i$

$\Delta t = t_i - t_{i-1} = 15 \text{ sec.}$

La fraction d'averse  $\Delta P_i$  ainsi tombée, peut s'infiltrer et/ou ruisseler.

- Si  $I_p < i$ , il n'y a pas de ruissellement.  $\Delta P$  s'infiltré intégralement et contribue effectivement à la progression de  $z_f$  :

$$\Delta P = \Delta I \quad (8.8)$$

Dans ce cas, l'Equation (8.6) peut s'écrire :

$$\Delta z_f = \frac{\Delta I}{\Delta \theta} = \frac{\Delta P}{\Delta \theta} \quad (8.9)$$

- Si  $I_p > i$ , il y a production de ruissellement. Dans ce cas, une partie de  $\Delta P$  s'infiltré et une autre partie ruisselle. Soient  $\Delta L_r$  la fraction qui ruisselle et  $\Delta I$  la fraction qui s'infiltré :

$$\Delta L_r = [I_p(t_i) - i(t_i)] * \Delta t_i \quad (8.10)$$

et

$$\Delta I = \Delta P - \Delta L_r \quad (8.11)$$

L'itération de l'infiltrabilité sur des profondeurs successives du front d'humidification permet de suivre son évolution au cours du temps. Et, en intégrant les différentes fractions de l'averse ( $\Delta P$ ,  $\Delta I$  et  $\Delta L_r$ ) sur le temps de  $t_0$  à  $t_i$ , on obtient :

$$\int_0^i \Delta P = \int_0^i \Delta I + \int_0^i \Delta L_r \quad (8.12)$$

ce qui correspond à l'Equation (8.1).

La formulation de l'Equation (8.1) ou (8.12) est valable en négligeant l'interception par la végétation et l'évaporation au cours de la pluie, ce qui est tout à fait raisonnable en milieu sahélien où la végétation est ouverte et les pluies intenses. Et de fait, durant les averses, l'humidité de l'air étant quasiment à saturation, l'évaporation est négligée.



#### **8.4.2. Prise en compte de l'évolution des états de surface avec la méthode de Green et Ampt**

L'infiltrabilité du sol peut présenter une variabilité temporelle importante en relation avec les caractéristiques des états de surface. Dans notre zone d'étude, les états de surface qui présentent, a priori, un changement remarquable durant la saison des pluies sont ceux soumis aux pratiques culturales. Toutefois, le développement d'une couverture herbacée importante sur la jachère est aussi susceptible de modifier l'infiltrabilité des états de surface (les ST en l'occurrence). Les autres états de surface (ERO, Granite, croûte gravillonnaire, etc.) restent quasiment nus durant toute la saison et ne sont pas concernés par les pratiques culturales. Pour mettre en évidence les éventuels changements des états de surface à l'échelle des parcelles, nous avons suivi l'évolution des croûtes élémentaires en deux temps avec la méthode des points quadrats.

Et, pour prendre en compte l'évolution saisonnière de l'infiltrabilité des surfaces cultivées, nous utiliserons des conductivités hydrauliques variables dans l'Equation (8.4) selon la chronologie des sarclages et du cumul des pluies au cours de la saison.

La fonction de production de Green et Ampt permet de prédire le ruissellement sur la base de la caractérisation des processus ponctuels. Ce transfert d'échelle du ponctuel à la surface élémentaire nécessite une validation des résultats par des mesures expérimentales. Le ruissellement mesuré permettra par ailleurs de caler la pression  $h_f$  afin d'utiliser le modèle de Green et Ampt à l'échelle du bassin versant.

#### **8.5. Dispositif de mesures du ruissellement**

Pour valider le ruissellement calculé à l'échelle des états de surface, un dispositif expérimental identique est mis en place sur les deux sites d'études.

Sur le site cristallin, nous rappelons que six états de surface représentatifs sont identifiés. Sur chacun des types, des parcelles expérimentales, rappelant celles de type Wischmeier (Figure 8.3) ont été installées par nos soins afin de mesurer le ruissellement total par état de surface et par averse.

Les parcelles ont une superficie de  $10 \text{ m}^2$  (5m dans le sens de la pente x 2m) chacune, sauf les parcelles placées sur la croûte biologique (BIOL) pour laquelle les extensions homogènes sont de faible dimension, mais bien disséminées dans l'espace des bassins. De ce fait, nous avons installé deux parcelles de  $2 \text{ m}^2$  (2m dans le sens de la pente x 1m) et deux de  $1 \text{ m}^2$  (1m x 1m) pour l'état de surface BIOL.

Ce site est par ailleurs équipé de huit (8) pluviomètres à lecture directe et de trois (3) pluviographes

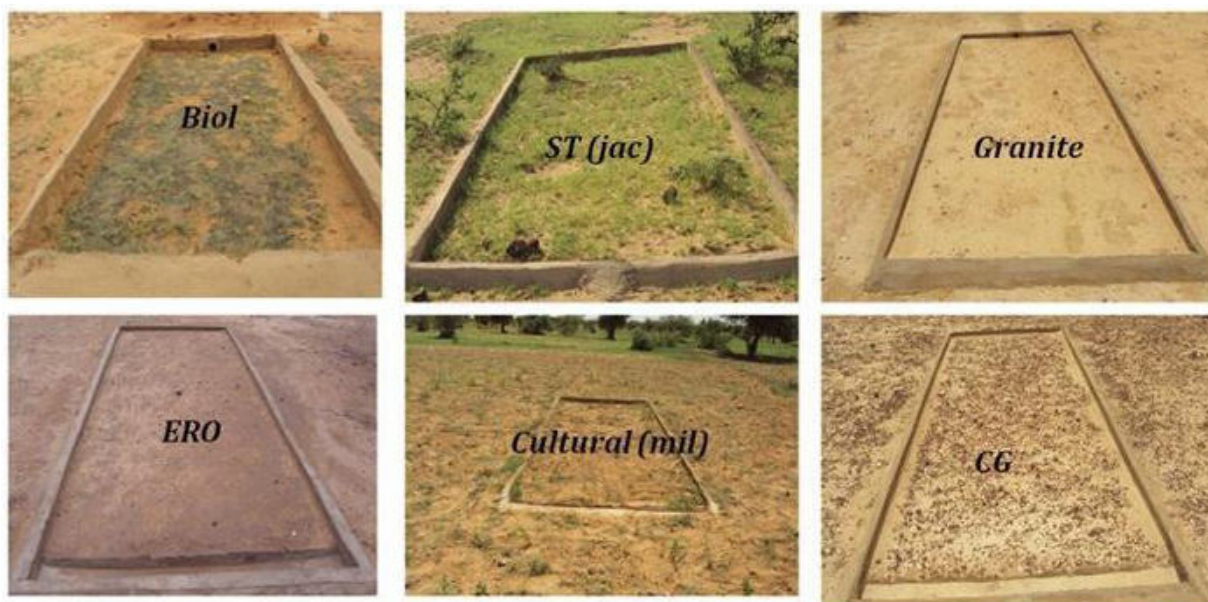


Figure 8.3. Parcelles de mesure du ruissellement sur le site de socle (MH).

Sur le site sédimentaire, sont installées des parcelles (Figure 8.4) sur les quatre états de surface identifiés. Sur ce site, mis en place dans le cadre du programme AMMA, nous disposons d'une série de mesures du ruissellement couvrant la période 2005-2012.

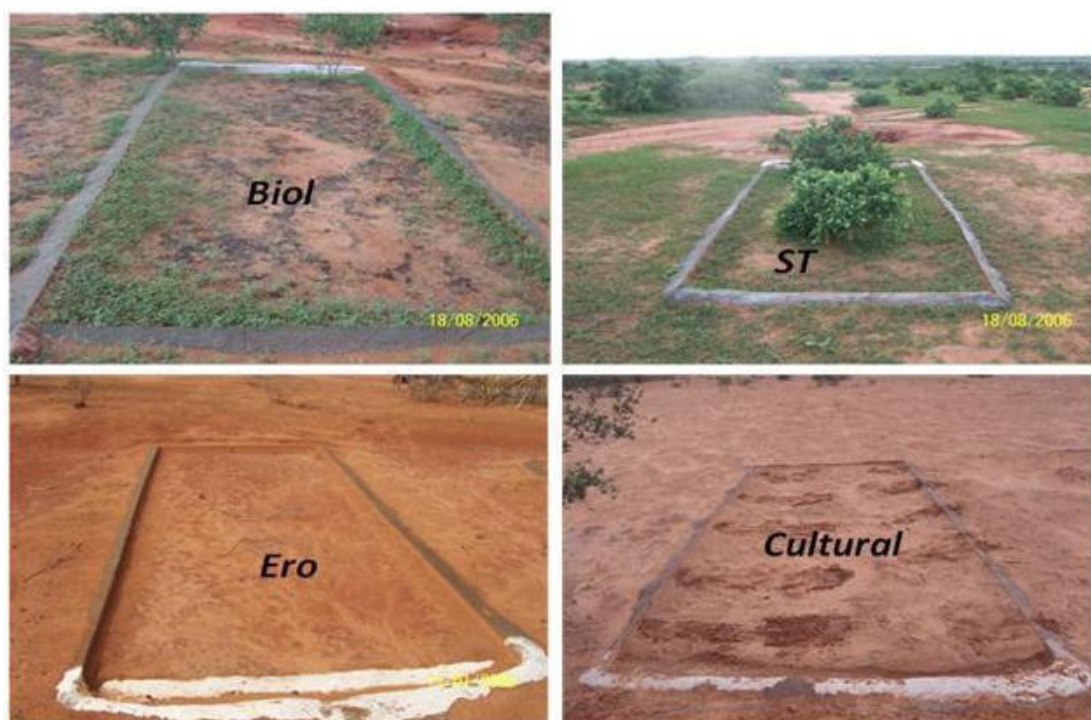


Figure 8.4. Parcelles de mesure du ruissellement sur le site du bassin sédimentaire (TK).

Pour prendre en compte les variabilités intra-sites par états de surface, toutes les parcelles (des deux sites) sont en répétition (Tableau 8.1)

Tableau 8.1. Nombre de répétitions des parcelles de ruissellement par état de surface et par site.

Etat de surface	Répétition de parcelles sur le site cristallin (MH)	Répétition de parcelles sur le site sédimentaire (TK)
BIOL (croûte biologique)	4	2
ERO (croûte d'érosion)	3	2
ST (jachère)	3	2
Cultural (champs cultivé-mil)	3	2
CG (croûte gravillonnaire)	3	/
Granite	3	/
<b>Total</b>	<b>19</b>	<b>8</b>

### 8.6. Méthode de calcul du coefficient de ruissellement

Durant chaque événement pluvieux, le volume d'eau ruisselé sur chaque parcelle est recueilli dans des bidons interconnectés pouvant contenir entre 200 et 800 litres placés dans une fosse à l'aval de chaque parcelle. La lame ruisselée s'obtient en rapportant le volume ruisselé sur la superficie de la parcelle et le coefficient de ruissellement par averse et par parcelle est calculé par la formule :

$$Kri = Lri/Pi \quad (8.13)$$

où  $Lri$  (mm) est la lame ruisselée à l'échelle de la parcelle  
 $Pi$  (mm) est la hauteur de pluie.

Pour un état de surface donné, le coefficient de ruissellement moyen par averse est calculé en rapportant la lame ruisselée moyenne issue des parcelles de répétition sur la pluie observée. Et, le coefficient de ruissellement annuel moyen (KRAM) correspond à :

$$KRAM = \sum Lr / \sum P \quad (8.14)$$

Pour calculer ce coefficient, mêmes les pluies n'ayant pas produit de ruissellement sont comptabilisées.

La comparaison du ruissellement ne s'effectue pas ici à l'échelle de l'évènement puisque les sites d'études sont distants l'un de l'autre et ne sont pas forcément concernés par les mêmes évènements pluviométriques. Donc seul le KRAM (nous allons le désigner par la suite par Kr simplement) est considéré comme comparateur de ruissellement entre sites.

### Conclusion

Un dispositif expérimental, destiné à mesurer et comparer le ruissellement, est mis en place sur les deux sites d'étude. Il vise par ailleurs à valider, à l'échelle de la parcelle élémentaire, la méthode de Green et Ampt utilisée dans ce travail (sur le site cristallin seulement) pour améliorer la prédiction. Cette méthode semble intéressante puisqu'elle permet de suivre l'évolution de l'infiltrabilité du sol au cours d'une averse et de prendre en compte le changement temporel des états de surface à l'échelle de la saison de pluies.



## Chapitre 9. Mesure et production de l'écoulement à l'échelle des bassins versants

### *Introduction*

---

*Pour évaluer les réponses hydrologiques des bassins versants suite à des sollicitations pluviométriques, des stations hydrométriques, destinées à mesurer les débits, les temps caractéristiques et le coefficient d'écoulement, sont installées aux exutoires d'un couple de bassins sur chacun de nos sites d'étude. Et, en se basant sur la caractérisation hydrodynamique faite aux échelles élémentaires (ponctuelle et surface élémentaire), nous proposons une méthode de transfert d'échelle qui tient compte de la mosaïque des états de surface afin de déterminer les réponses hydrologiques des bassins sur le site cristallin.*

---

### **9.1. L'écoulement<sup>1</sup>**

Nous entendons ici l'écoulement de surface qui caractérise le mouvement de l'eau sur la surface du sol et dans les premiers horizons de celui-ci. Il se distingue de l'écoulement souterrain qui désigne le mouvement de l'eau dans le sol. La réaction d'une unité hydrologique (ici le bassin versant) à une sollicitation pluviométrique résulte d'une multitude de facteurs souvent difficiles à identifier ou à isoler les uns des autres. Cette réaction s'évalue en mesurant l'évolution de certaines grandeurs d'écoulement à l'exutoire du bassin en fonction du temps, soit le débit en fonction du temps (hydrogramme) soit la hauteur d'eau en fonction du temps (limnigramme). Elle peut également être caractérisée par sa vitesse (temps de montée et autres temps caractéristiques) ou son intensité (débit de pointe, volume max, etc.).

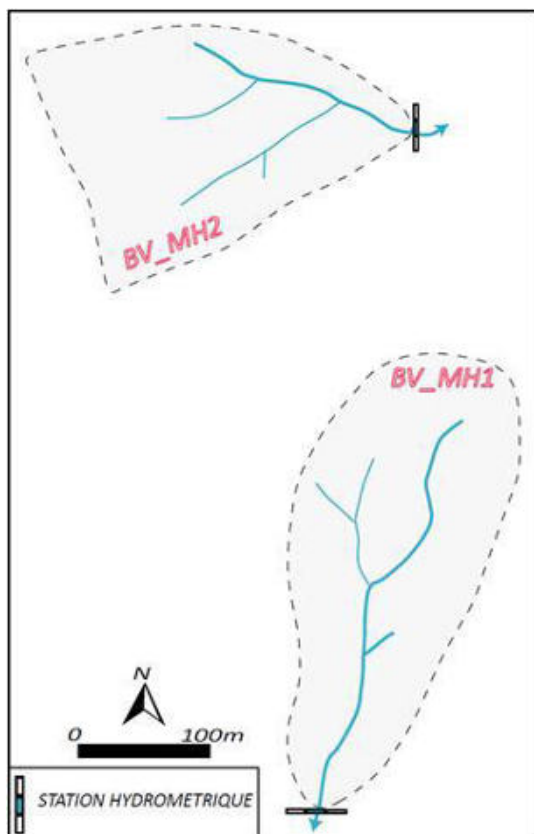
### **9.2. Mesure expérimentale de l'écoulement**

#### **9.2.1. Les stations de mesure**

Les sites d'étude sont composés chacun des deux bassins versants élémentaires dénommés respectivement MH1 et MH2 pour le site cristallin (Figure 9.1) et TK Sud et TK Nord pour le site sédimentaire (Figure 9.2), aux exutoires desquels sont installées des stations de mesures hydrométriques. Une station de mesure est constituée d'une section de mesure (ou seuil), d'une échelle limnimétrique et d'un limnigraphe à flotteur Thalimedes<sup>®</sup> (produit OTT).

---

<sup>1</sup> Pour simplifier l'usage des termes ruissellement et écoulement, nous désignons, dans la suite de ce travail, par « ruissellement » lorsque nous parlons de mouvement d'eau à l'échelle de la parcelle expérimentale et par « écoulement » pour le même mouvement à l'échelle du bassin versant.



Section de mesure en construction



Section de mesure en activité

Figure 9.1. Bassins versants du site cristallin (MH)

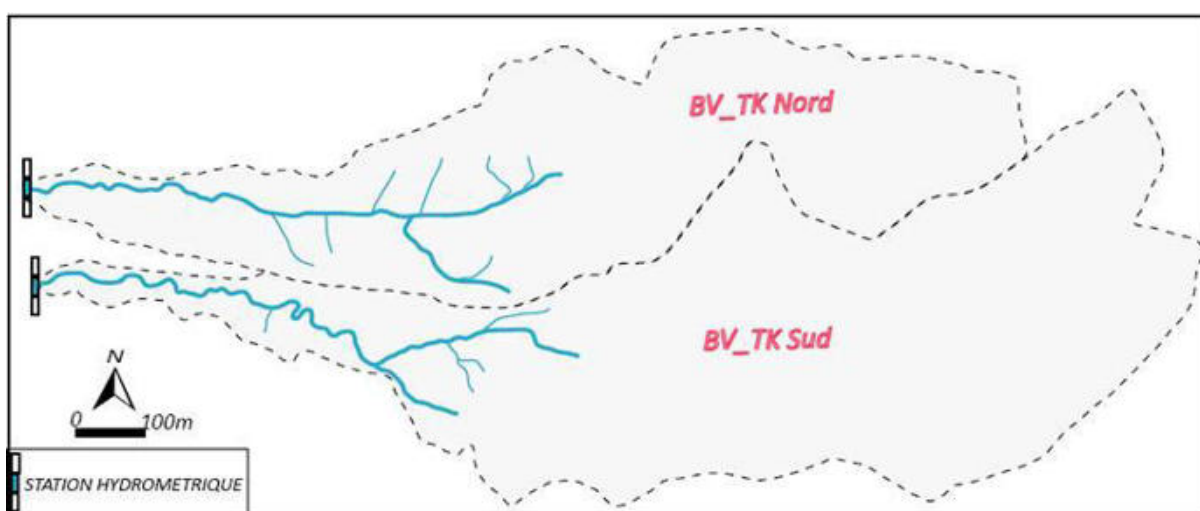


Figure 9.2. Bassins versants du site sédimentaire (TK)

Les deux principales variables caractéristiques de l'écoulement mesurées dans de telles stations sont la cote de la surface d'eau libre, notée  $h_e$ , et la vitesse ( $v$ ) d'écoulement à travers la section de mesure.

La variation de la surface d'eau libre dans une section est (dans notre cas) automatiquement mesurée par les limnigraphes au cours des averses. La cadence de scrutation, qui est l'intervalle de temps pendant lequel le limnigraphe Thalimèdes saisit les résultats de mesures, est réglée à sa plus faible valeur, soit une minute. Entre deux cadences successives, le delta de mémorisation, qui est l'écart minimal nécessaire à l'enregistrement des hauteurs est réglée à



un cm. Finalement, les hauteurs d'eau sont mesurées toutes les minutes durant les écoulements et sont automatiquement enregistrées lorsque l'écart entre deux mesures successives est  $\geq 1$ cm. Donc, la cadence de scrutation et le delta de mémorisation correspondent respectivement à la fréquence et la précision de mesure.

Pour déterminer la vitesse d'écoulement, nous avons effectué des jaugeages au moulinet. Cette technique permet d'explorer le champ de vitesse à différents endroits, dits verticales, de la section de mesure. Ces verticales (trois sur toutes nos stations) sont judicieusement réparties sur la largeur de la section (qui est de 120 cm) afin de prendre en compte la variabilité centre-bord de la vitesse du courant d'eau. La première verticale est située au milieu de la section de mesure (dans le sens de la largeur) et les deux autres le sont à 15 cm des rives gauche et droite de la section. A chaque point, la vitesse est mesurée grâce à la rotation de l'hélice du moulinet qui effectue un nombre ( $nt$ ) de tours par unité de temps :

$$v = f(nt) \quad (9.1)$$

où  $v$  est la vitesse ponctuelle et  $nt$ , le nombre de tours de l'hélice par unité de temps.

La fonction  $f(nt)$  est fournie par le fabricant de l'hélice (OTT).

Sur le site cristallin, nous avons effectué les jaugeages durant la saison des pluies de 2013 seulement, ce qui constitue certainement un point faible de notre travail.

Pour des raisons de rapidité<sup>1</sup>, nous avons exploré seulement les vitesses en surface du courant d'eau au niveau des verticales, plutôt que de faire plusieurs profondeurs. Si nous avions exploré les vitesses sur plusieurs profondeurs (dans les conditions susmentionnées) nous aurions couru le risque de n'avoir pas suffisamment de points pour le tarage. D'autre part, les cotes varient assez vite pendant certains événements, ce qui peut faire perdre sur le résultat final la précision que nous aurions gagnée en faisant 3 points par verticale. Encore une fois, ces choix sont liés au petit nombre d'événements disponibles pour établir la relation.

### 9.2.2. Détermination des débits et tarage des stations du site cristallin<sup>2</sup>

Etant donné que les vitesses ne sont explorées qu'à une seule profondeur sur les verticales, la détermination des débits s'est faite en plusieurs étapes.

#### ➤ Calcul des débits bruts

Nous déterminons les débits bruts instantanés par la formule :

$$Db = s * vm \quad (9.2)$$

---

<sup>1</sup> Etant donné que les jaugeages sont effectués seulement en 2013, nous essayons de maximiser les mesures durant les rares pluies afin d'avoir, d'une part, plusieurs points (débit ; cote) et d'autre part, des vitesses pour une large gamme de cote dans la section de mesure de nos deux stations.

<sup>2</sup> Sur le site sédimentaire, les courbes de tarage des différentes stations sont établies grâce aux campagnes de jaugeages réalisées entre 1991 et 1994. Celles-ci ont fait l'objet de vérifications entre les années 2004 et 2010. Aucune différence n'ayant été relevée, ces courbes restent donc valables.

$Db$  ( $m^3/s$ ) = débit ;  $s$  ( $m^2$ ) = section mouillée ;  $vm$  ( $m/s$ ) = vitesse d'écoulement moyenne des trois verticales (en surface).

La section mouillée  $s$  est donnée par la formule :

$$s = \ell * h_e \quad (9.3)$$

où  $\ell$  est la largeur de la section de mesure (1.2 m) et  $h_e$  la cote de la surface d'eau libre.

Sur la base des débits ainsi déterminés, nous avons établi les droites de tarage provisoires des stations (Figure 9.3).

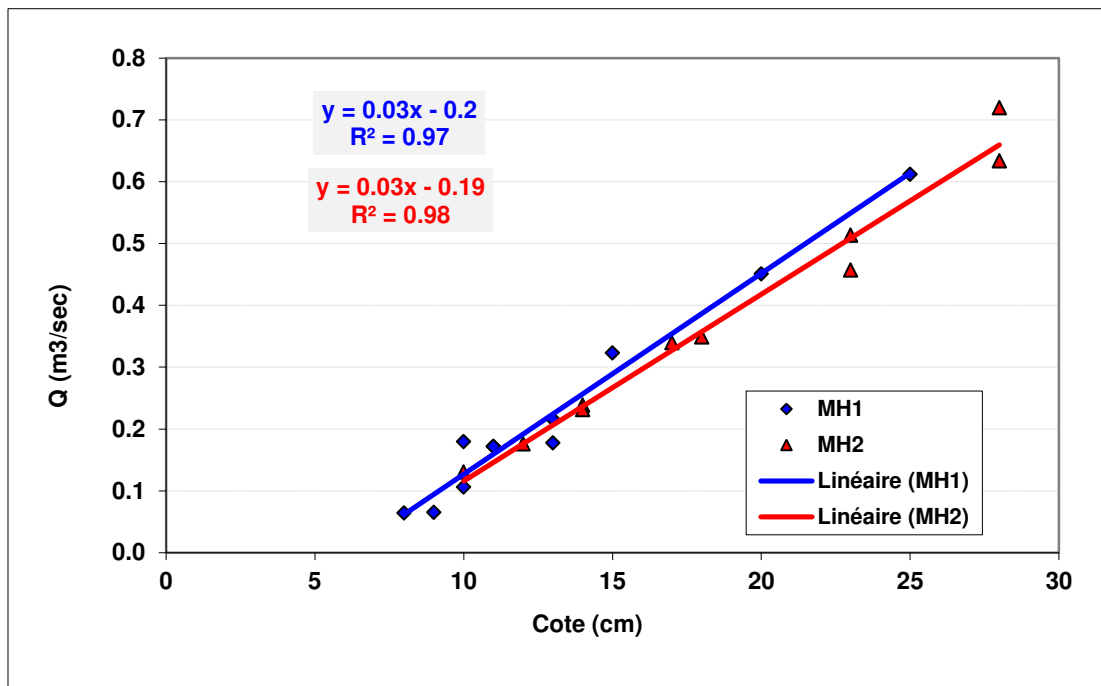


Figure 9. 3. Droites de tarage des bassins MH1 et MH2 établies avec les débits bruts. Chaque point correspond au débit instantané calculé par l'Equation 9.2.

Cependant, sachant que les vitesses ayant servi à calculer les débits bruts ne sont pas intégrées sur des profils verticaux, nous corrigeons alors ces débits par l'emploi d'un coefficient de correction.

### ➤ Détermination du coefficient de correction

Pour corriger les débits bruts, nous nous servons des stations véritablement tarées (débits calculés avec des vitesses intégrées sur les profils verticaux) ayant plus ou moins la même largeur que nos stations. Nous utilisons pour cela les stations de Wankama et Tondi Kiboro. Les stations concernées sont Wankama amont (WK amont), Wankama aval zone d'épandage (WK AVZE), et Tondi Kiboro Aval (TK Aval) qui ont respectivement 1.28 m, 1.25 m et 1.45 m de largeur. Nous déterminons les coefficients de correction en rapportant, pour chaque cote de mesure, le débit réel calculé par intégration complète de la verticale<sup>1</sup> au débit brut calculé suivant la méthode rapide précédemment décrite (Equation. 9.2). La Figure 9.4 illustre les valeurs de ce coefficient de correction en fonction de la cote.

<sup>1</sup> Les calculs de débit réel ont été effectués avec le logiciel HYDRACCESS couramment utilisé à l'IRD.



Sur la Figure 9.4, on constate que le coefficient varie, d’une part entre 0.65 et 0.85 pour les stations de wankama (WK amont et WK AVZE) qui ont une largeur très proche (1.28 m et 1.25 m respectivement) et, d’autre part entre 0.8 et 0.95 pour la station TK Aval où la largeur est plus grande (1.45 m).

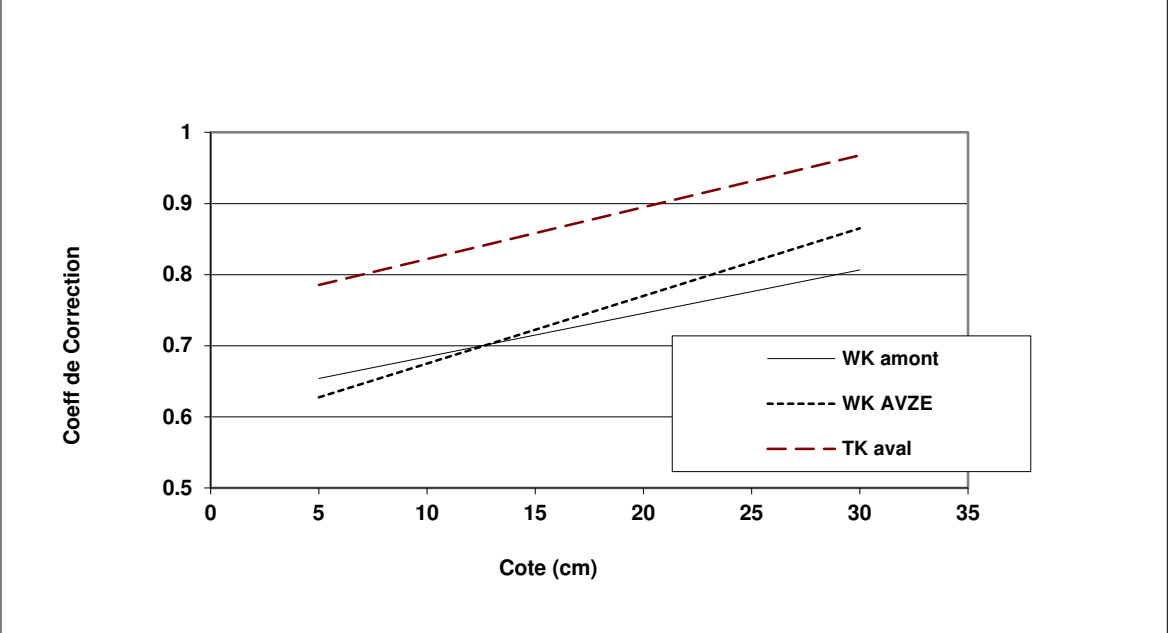


Figure 9. 4. Détermination du coefficient de correction des débits bruts.

Finalement nous avons appliqué, pour nos débits, la correction pour chaque cote en utilisant un coefficient moyen obtenu avec les trois stations. Nous obtenons ainsi des débits corrigés sur la base desquels nous établissons des relations hauteur-débit ”corrigées” (Figure 9.5)

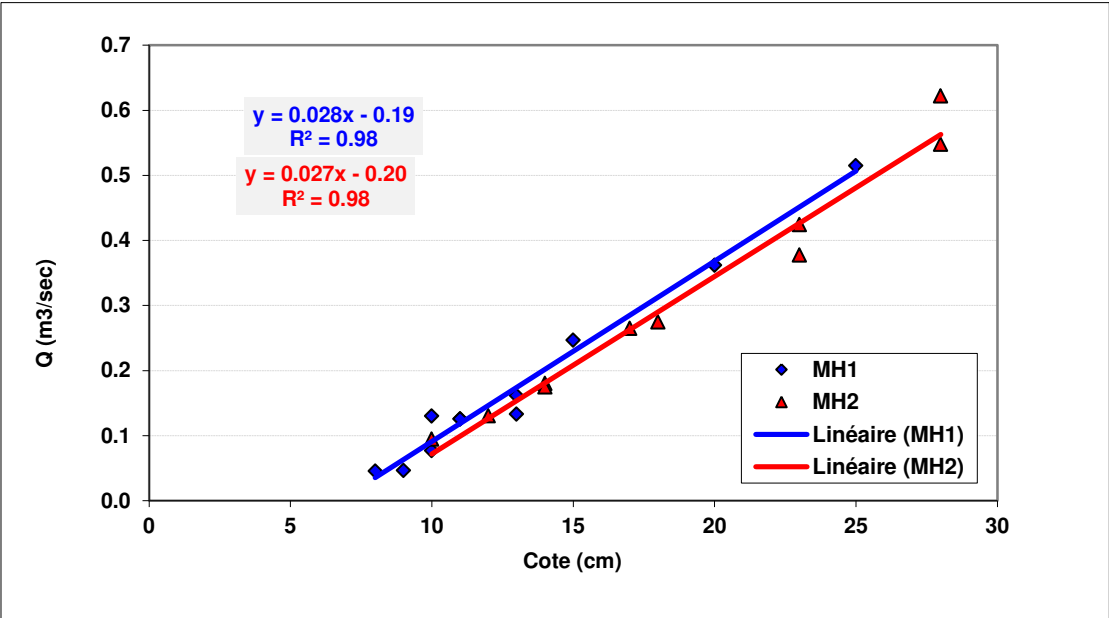


Figure 9. 5. Droites de tarage des bassins MH1 et MH2 établies avec les débits corrigés.

En comparant les droites établies avec les débits bruts (Figure 9.3) et les débits corrigés (Figure 9.5), on remarque une légère diminution de la pente des droites des débits corrigés, ce

qui est normal car les débits plus forts sont plus affectés en valeur absolue (pas en valeur relative) par la correction. Les ordonnées à l'origine sont quasiment inchangées.

Pour vérifier si les relations établies avec les débits corrigés s'intègrent dans la gamme de tarages établies sur des stations de largeurs variées, nous les avons comparées à celles de sept stations se trouvant sur les sites expérimentaux de Wankama et Tondi Kiboro (Figure 9.6).

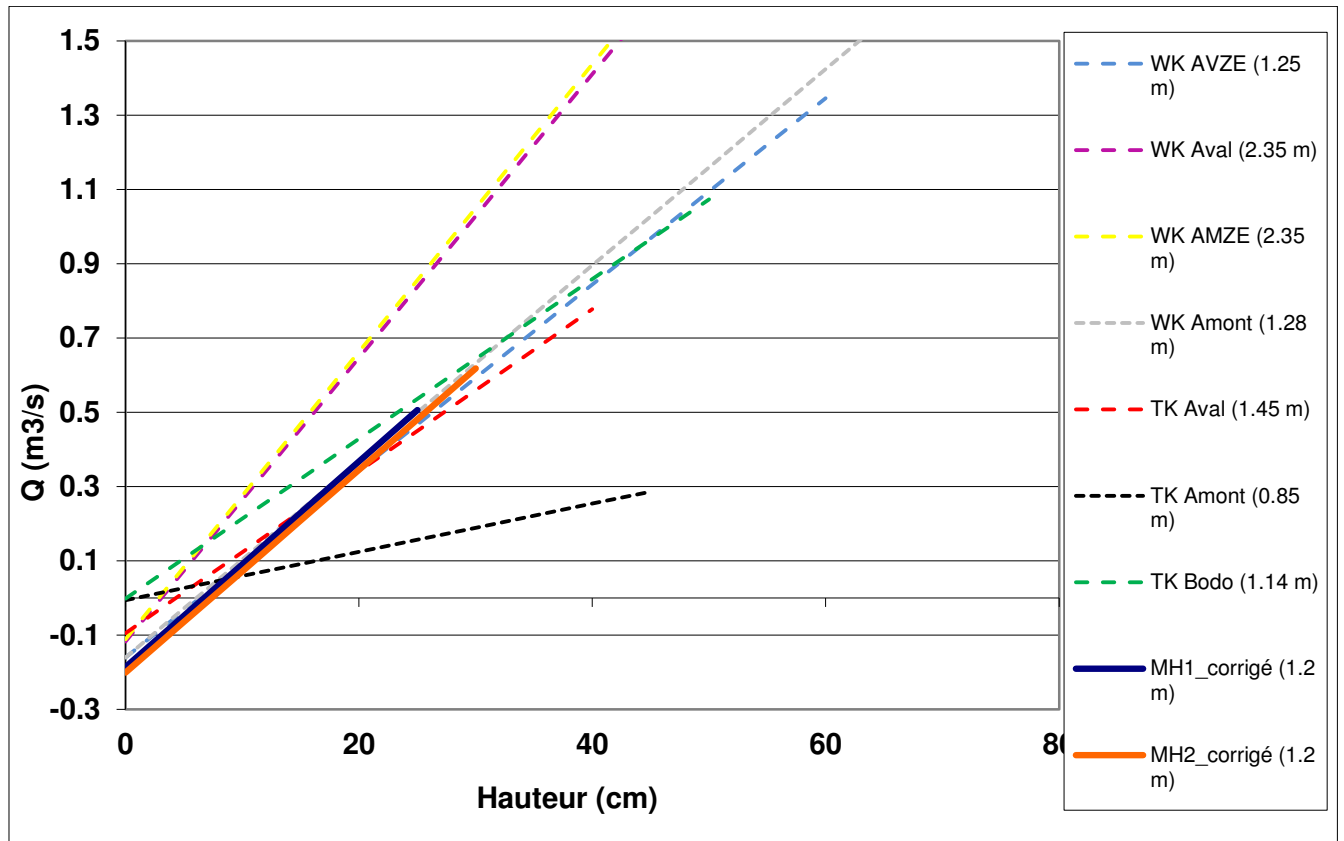


Figure 9. 6. Tarages linéaires des stations de MH corrigés, en comparaison avec ceux des stations de Wankama (WK) et Tondi Kiboro (TK).

Sur la Figure 9.6, on peut constater que les droites de tarage corrigées s'insèrent assez bien parmi celles précédemment établies. Les pentes semblent légèrement fortes mais les valeurs absolues des débits sont bien dans la gamme attendue. Quoi qu'il en soit, les caractéristiques des stations peuvent différer d'un site à un autre, comme on peut le constater pour le tarage de la station TK Bodo (que nous avons donc exclue de l'échantillon de stations nous servant à établir notre coefficient de correction bien que sa largeur soit proche de la notre).

En définitive, nous avons donc utilisé les relations de tarage de la Figure 9.5 pour transformer les limnigrammes mesurés en 2011 et 2012 en hydrogrammes tel qu'illustré sur la Figure 9.7.

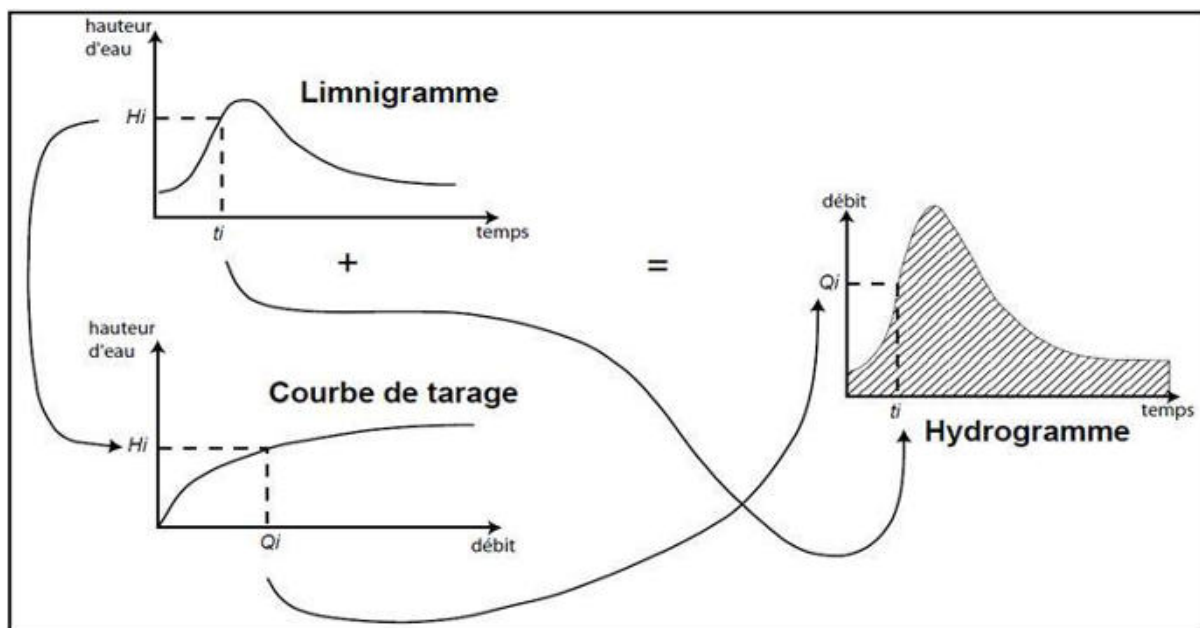


Figure 9.7. Schéma de principe du passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage (d'après Musy & Higy, 2004)

### 9.2.3. Calcul du coefficient d'écoulement

En disposant des débits, le volume écoulé par averse s'obtient en intégrant les débits instantanés sur la durée de l'écoulement. Le coefficient d'écoulement événementiel se calcule ainsi en rapportant le volume écoulé pendant l'événement sur la superficie du bassin et sur la hauteur de la pluie observée. Le coefficient d'écoulement annuel moyen est quant à lui déterminé par :

$$Ke = \frac{\sum Le}{\sum P} \quad (9.4)$$

Ce coefficient est donc utilisé pour caractériser et comparer la capacité des bassins versants à ruisseler.

### 9.3. Les temps caractéristiques

Ils constituent, à l'image du coefficient d'écoulement, des éléments d'analyse des relations pluies-débits à l'échelle d'un bassin versant. Pour un événement donné, la transformation de hétérogramme en hydrogramme présente différents temps caractéristiques dont les principaux sont (Musy & Higy, 2004) :

- temps de réponse du bassin : intervalle de temps qui sépare le centre de gravité de la pluie nette de la pointe de crue de l'hydrogramme ;
- temps de concentration : temps que met une particule d'eau provenant de la partie du bassin la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui-ci ;
- temps de montée : temps qui s'écoule entre l'arrivée à l'exutoire de l'écoulement et le maximum de l'hydrogramme ;
- temps de base : durée de l'écoulement direct.

#### 9.4. Méthodes de production et de transfert d'écoulement utilisée sur les bassins

La fonction d'infiltrabilité décrite dans le précédent chapitre (Equation 8.4) permet de reproduire le ruissellement sur un état de surface ou une surface élémentaire donnée par averse. Pour passer de la production du ruissellement de cette échelle à l'échelle du bassin versant, il est indispensable de prendre d'autres facteurs en compte. En effet, un bassin versant est composé d'un ensemble d'états de surface dont la mosaïque ou la distribution spatiale confèrent des modes de transfert bien plus complexes. Les états de surface n'ont pas la même capacité d'infiltration. De ce fait, le ruissellement produit sur un état donné peut s'infiltrer durant son transfert sur un autre état si ce dernier présente une infiltrabilité supérieure. La mosaïque des états de surface est donc un facteur déterminant de la production et le transfert de l'écoulement.

Dans ce travail, pour reproduire la lame écoulée par averse à l'échelle des bassins versants du site cristallin, nous utilisons une méthode qui tient compte de la distribution spatiale des états de surface et de leurs infiltrabilités mais sans prise en compte de la ré-infiltration. Cela consiste à :

- cartographier les états de surface afin de déterminer leur distribution et leur proportion sur les bassins versants. Les cartes sont réalisées sur la base des images aériennes à haute résolution acquises en 2012 dans le cadre de cette thèse.
- attribuer les valeurs d'infiltrabilité issues de nos mesures expérimentales aux différents états de surface cartographiés. Autrement dit, cela revient à dresser une carte d'infiltrabilité des bassins en se basant sur la distribution spatiale des états de surface et la valeur de leur conductivité hydraulique respective.
- calculer, par averse, la lame ruisselée sur chaque type d'état de surface du bassin en utilisant la fonction de production de Green et Ampt (Equation 8.4).
- convoluer la lame écoulée à l'échelle d'un bassin en faisant la somme des lames ruisselées sur tous les états de surface (Figure 9.4). Ainsi, la production à l'échelle d'un bassin résulte de la simple somme des lames ruisselées sur chacune des surfaces élémentaires identifiées

Pour obtenir un hydrogramme simulé, il est nécessaire de router l'écoulement vers le réseau hydrographique et l'exutoire (fonction de transfert). Dans un souci de simplicité, nous avons supposé pour notre travail que le temps de transfert dans le réseau (kori) était petit, et donc négligeable, devant les temps de transfert au sein des versants. Cette hypothèse résulte de l'observation visuelle des écoulements. Pour calculer le temps de transfert dans le versant, nous avons mesuré sur les cartes des états de surface réalisées, pour chaque surface élémentaire, la distance entre son centre de gravité et le point du réseau le plus proche puis utilisé une vitesse d'écoulement constante dans le temps et dans l'espace. Cette simplicité peut être requise pour le passage à des échelles spatiales supérieures. Cette procédure est expliquée plus en détails dans le chapitre 14.

La convolution des ruissellements locaux se fait finalement en temps et en espace en tenant compte du type de chaque surface élémentaire et de sa position par rapport au réseau hydrographique. Des approches similaires ayant été appliquées en milieu sédimentaire

(Esteves & Lapetite, 2003 ; Peugeot *et al.*, 1996), nous nous sommes limité ici à l'application au site cristallin.

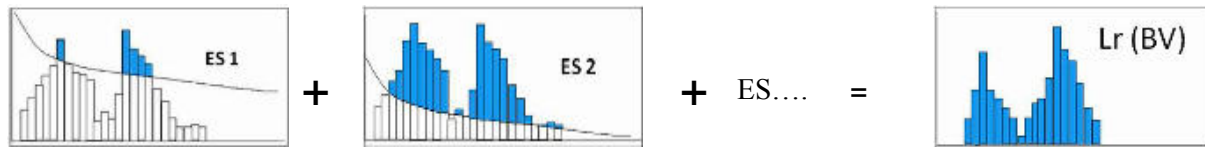


Figure 9. 8. Convolution de la lame ruisselée sur un bassin versant

L'application de ces méthodes repose sur deux hypothèses.

- Les caractéristiques hydrodynamiques d'un type d'état de surface donné sont considérées identiques quelle que soit la position spatiale de cet état dans le bassin. La variabilité intra état de surface est donc considérée suffisamment faible pour négliger l'écart de mesures et attribuer une même valeur de conductivité à cet état de surface
- Durant le transfert des eaux d'écoulement produites sur le versant, la ré-infiltration de celles-ci est supposée quasiment nulle et négligeable. Ce qui est tout à fait plausible étant donnée la faible épaisseur du sol sur les bassins où le socle peut même affleurer dans les ravines.

L'écoulement à l'échelle d'un bassin versant est produit sur la base de l'infiltrabilité des états de surface, elle-même issue de la caractérisation des processus ponctuels. Ainsi, les écoulements produits lors des averses par cette approche font l'objet d'une comparaison-validation avec les écoulements issus des mesures expérimentales.

## Conclusion

L'analyse des relations pluies-débits est incontournable pour obtenir des informations pertinentes sur les réponses hydrologiques des bassins versants, c'est-à-dire la production et le transfert des écoulements. Nous avons décrit, dans ce chapitre, les techniques et méthodes employées pour mesurer et prédire des variables caractéristiques de l'écoulement notamment le débit, le coefficient d'écoulement et les temps caractéristiques afin de comparer le fonctionnement hydrodynamique des bassins versants des sites cristallin et sédimentaire. Par une modélisation volontairement simple : localisation des surfaces élémentaires, association à un type d'état de surface, transfert à vitesse constante vers le réseau hydrographique, non-prise en compte de la ré-infiltration, nous espérons obtenir une prédiction réaliste des écoulements, en volume et en temps de transfert et ainsi une validation des estimations ponctuelles des paramètres du sol.



## Synthèse de la deuxième partie

L'approche utilisée pour caractériser les variables hydrodynamiques ponctuelles (conductivité hydraulique et sorptivité capillaire) repose sur l'étude d'infiltration, d'une part, en condition de pression (infiltrométrie à disque et tensio-infiltrométrie), et d'autre part, en condition de flux (simulation de pluie par un saturomètre). A cette échelle, les techniques employées sur le site cristallin sont l'infiltrométrie à disque pour des essais à temps court, la tensio-infiltrométrie et la saturométrie, tandis que sur le site sédimentaire, seule l'infiltrométrie à disque est réalisée pour des essais analysés en régime permanent.

La connaissance des variables sus mentionnées permet de déterminer l'évolution de l'infiltrabilité du sol au cours du temps (i.e. en cours d'événement) pour prédire des hydrogrammes ponctuels et les ruissellements par état de surface en appliquant (dans notre cas) l'Equation de Green et Ampt. Les ruissellements ainsi calculés par cette approche (sur le site cristallin seulement) sont comparés d'avec les résultats des mesures expérimentales issus des parcelles, le potentiel de front pouvant ainsi être calé. Les coefficients de ruissellement mesurés sur ces parcelles sont par ailleurs comparés à ceux mesurés avec le même dispositif installé sur le site sédimentaire.

Pour comprendre et comparer le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du bassin versant, des stations hydrométriques sont installées pour mesurer les débits et en déduire le coefficient d'écoulement pour chaque événement. Enfin, une fonction de production, basée sur l'infiltrabilité des états de surface, et une fonction de transfert simple prenant en compte la mosaïque des états de surface sont proposées pour prédire l'hydrogramme de crues par averse sur les bassins du site cristallin.

Les variables et leurs méthodes de mesure par site d'étude sont résumées dans le Tableau de synthèse.

Tableau de synthèse 1 de la 2<sup>ème</sup> partie : récapitulatif d'approche métrologique des variables par site

Méthode de mesure	Site cristallin	Site sédimentaire
	Outils/approche	Outils/approche
Mesure de Pluie (hauteur et intensité)	- Pluviomètre (8) - pluviographe (3)	- Pluviomètre (12) - pluviographe (2)
Mesure de la teneur en eau	- Humidimètre SM200 (relevé quotidien)	- Humidimètre thêta probe
Mesure de Ks et S	- Infiltrométrie à disque - Tensio-infiltrométrie - Saturométrie	- Infiltrométrie à disque
Mesure du ruissellement par EdS	- Parcelle expérimentale (19)	- Parcelle expérimentale (8)
Prédiction du ruissellement par EdS	- Green et Ampt	-
Suivi des EdS	- Relevé des EdS par la méthode de points quadrats (2)	- Relevé des EdS par la méthode de points quadrats (2)
Mesure de l'écoulement sur BV	- Station hydrométrique (2)	- Station hydrométrique (2)
Production de l'écoulement sur BV	- Prise en compte de la proportion et mosaïque des EdS	-
Cartographie des EdS	- Interprétation des images à haute résolution	- Interprétation des images à haute résolution

NB. Le nombre entre parenthèse indique le nombre de répétitions.



# 3<sup>ème</sup> Partie

## *Présentation et analyse des résultats*

*Nous rapportons dans cette partie l'étude comparée du fonctionnement hydrodynamique effectuée successivement aux échelles ponctuelle, de la surface élémentaire et du bassin versant en zones cristalline et sédimentaire.*

*Dans le chapitre 10, destiné à l'étude hydrodynamique ponctuelle, nous présentons les propriétés hydrodynamiques déterminées par l'étude de l'infiltration et celles déterminées par la simulation des pluies. Les résultats de ces mesures nous permettent de comparer, d'une part, les propriétés du sol mesurées par l'infiltrométrie en zones cristalline et sédimentaire et, d'autre part, comparer ces dernières à celles issues de la simulation des pluies effectuée avec un saturomètre en zone cristalline.*

*Dans le chapitre 11, nous examinons les coefficients de ruissellement et les relations pluies-ruissellements des surfaces élémentaires caractéristiques des sites d'étude grâce aux données acquises sur les parcelles expérimentales du ruissellement.*

*Enfin le chapitre 12 donne l'occasion d'analyser et d'interpréter les réponses hydrologiques des bassins cristallins et sédimentaires sur la base des données hydrométriques et cartographiques collectées sur les quatre bassins versants expérimentaux.*

Chapitre 10. Hydrodynamique du sol à l'échelle ponctuelle

Chapitre 11. Analyse du ruissellement en nappe mesuré sur les parcelles expérimentales

Chapitre 12. Réponse hydrologique des bassins versants expérimentaux



## Chapitre 10. Hydrodynamique du sol à l'échelle ponctuelle

### *Introduction*

---

*Nous exposons, dans ce chapitre, le résultat de la caractérisation des propriétés hydrodynamiques des états de surface du sol effectuée à l'échelle ponctuelle sur les sites cristallin et sédimentaire.*

*Dans la 1<sup>ère</sup> partie, nous présentons et comparons les propriétés déterminées par l'étude de l'infiltration sur les deux sites.*

*Grâce aux possibilités qu'offre le dispositif de la tensio infiltrométrie (utilisé sur le site cristallin), nous avons étudié la variation verticale de la conductivité hydraulique sur les différents états de surface et confirmé l'existence et l'effet des croûtes superficielles sur l'infiltration. Une attention particulière est portée sur la surface cultivée par l'étude de l'évolution temporelle de la conductivité hydraulique et l'influence de la teneur en eau du sol au moment du sarclage sur cette évolution. Grâce au résultat de ce suivi, nous avons dressé un schéma d'évolution hydrodynamique des surfaces cultivées.*

*Dans la 2<sup>ème</sup> partie du chapitre, nous analysons les propriétés hydrodynamiques déterminées par saturométrie sur le site cristallin et les comparons à celles mesurées sur le même site par infiltrométrie.*

---

### **10.1. Les propriétés hydrodynamiques des sols en zone sédimentaire**

Les propriétés hydrodynamiques de sols du site sédimentaire sont déterminées par l'utilisation de l'infiltromètre à disque. Les mesures effectuées par ce dispositif sont dépouillées par la méthode multi-rayons et par la méthode multi-potentiels avec le grand disque et avec le petit disque. Ces analyses ont donc permis d'obtenir trois (3) grandeurs différentes de conductivité hydraulique pour ce seul site. Nous exposons, dans les lignes qui suivent, les résultats de ces analyses et les commentaires qui en découlent.

#### **10.1.1. La conductivité hydraulique**

##### **10.1.1.1. Résultats d'analyse en multi-rayons (MR)**

Sur les quatre états de surface identifiés et décrits sur ce site (cf. chap. 3, § 3.4), des essais sont réalisés en répétition avec les deux disques de rayon respectivement r1 (125 mm) et r2 (40 mm). Le Tableau 10.1 donne les valeurs moyennes du flux en régime permanent par pression imposée et par état de surface.

A la lecture de ce Tableau, plusieurs constats se dégagent.

- ✓ Les flux sont systématiquement plus élevés pour les essais réalisés avec le disque de petit rayon qu'avec le disque de grand rayon. Ceci est normal et dû à l'effet de bord inversement proportionnel au rayon de disque (cf. un exemple pour  $h = -10$  mm sur la Figure 10.1).
- ✓ Les flux mesurés avec le disque de petit rayon sont plus dispersés (écart type plus grand) qu'à ceux du grand rayon. Cela est lié à la sensibilité de la méthode multi-rayons (MR) aux variations spatiales du sol (Vandervaere, 1995). Cette variation est en effet plus sensible avec le disque de petit rayon. En outre, la dispersion des valeurs est plus

accentuée sur les états ST (jachère) et Cultural (champ de mil) où les sols sont très faiblement homogènes même sur des courtes distances.

- ✓ La valeur moyenne du flux augmente si le potentiel matriciel (h) tend vers zéro, ce qui est pleinement justifié par l'augmentation de K avec h.

Tableau 10. 1. Valeurs moyennes et écarts-types du flux en régime permanent par pression imposée et par état de surface.

Le nombre de répétitions est indiqué entre parenthèses

Pression imposée (mm d'eau) par état de surface	Flux (mm/h) par rayon	
	Rayon r1 (125 mm)	Rayon r2 (40 mm)
<b>BIOL</b>		
- 50	4 ± 0.33 (2)	6.8 ± 1.92 (2)
- 25	4.8 ± 0.66 (2)	5 ± 0.64 (2)
- 10	5.1 ± 0.66 (2)	5.6 ± 0.32 (2)
<b>ERO</b>		
- 100	15.7 ± 7.6 (3)	40.5 ± 3.00 (3)
- 50	14.9 ± 6.8 (5)	35 ± 19.2 (5)
- 25	22. ± 4.9 (5)	56.6 ± 19.4 (5)
- 10	23.2 ± 4.1 (4)	51 ± 27.5 (5)
<b>ST (JACHERE)</b>		
- 100	36 ± 20.5 (5)	79 ± 54 (5)
- 50	58 ± 34.8 (5)	128 ± 63 (4)
- 25	63 ± 59.6 (3)	234 (1)
- 10	121 ± 35.6 (3)	290 ± 32.6 (3)
<b>CULTURAL (CHAMP DE MIL)</b>		
- 100	58.07 ± 7 (3)	92.6 ± 46 (3)
- 50	74.2 ± 25 (2)	119 ± 75 (2)
- 10	100.8 ± 36.4 (3)	393 ± 315 (3)

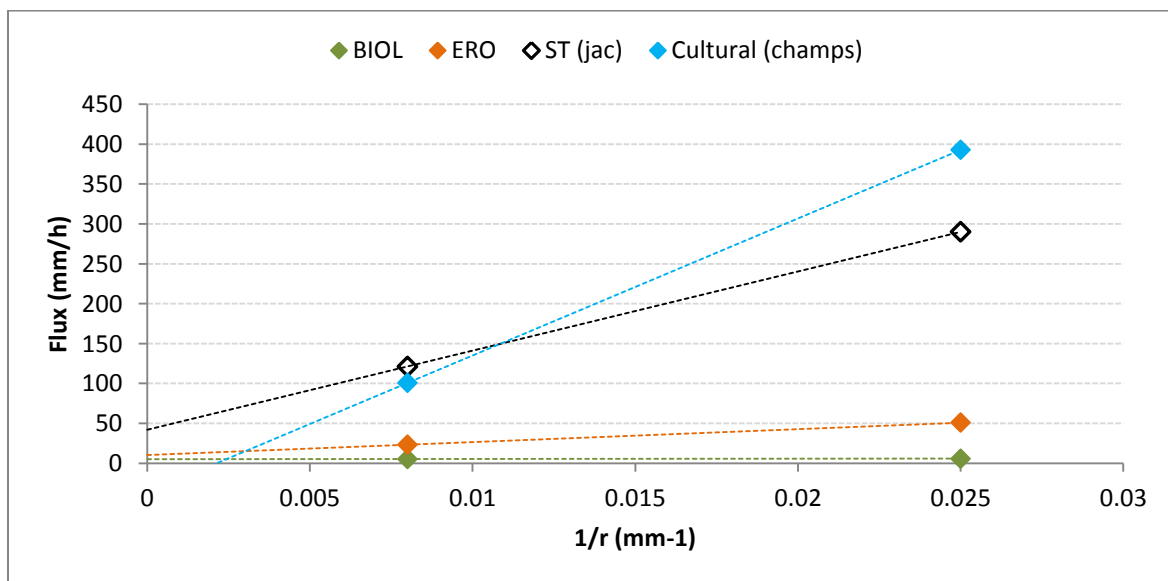


Figure 10. 1. Flux stabilisé (pour  $h = -10$  mm) par état de surface du site sédimentaire en fonction de l'inverse du rayon.

Pour chaque potentiel imposé, les moyennes des flux rapportés dans le Tableau 10.1 ont été utilisées pour déterminer la conductivité hydraulique par l'application de l'Equation 6.3. Une relation conductivité-potentiel  $K(h)$  au voisinage de la saturation est ainsi établie grâce aux différents potentiels appliqués pour chaque état de surface. La conductivité hydraulique à saturation  $K_s$  ( $h = 0$ ) est par ailleurs déterminée par une extrapolation linéaire en faisant l'hypothèse d'une pente  $\alpha$  constante de la droite reliant les deux dernières valeurs de  $K(h)$  pour chaque état de surface. Ceci est justifié par les faibles variations apparentes de  $\alpha$  avec  $h$  mais constitue néanmoins une possible sous-estimation pour les sols structurés (mil et jachère) et une possible surestimation pour les croûtes.

La Figure 10.2 résume les relations  $K(h)$  par état de surface.

Il est à noter que la valeur moyenne de flux obtenue avec le disque de petit rayon (40 mm) sur la surface cultivée au potentiel  $h$  (-10 mm) (cf. Tableau 10.1) est anormalement élevée. Ceci résulte d'une valeur aberrante (800 mm/h) pour l'une des trois répétitions ce qui engendre une conductivité  $K$  ( $h = -10$  mm) négative en appliquant l'équation 6.3 et comme le montre la Figure 10.1. La valeur de conductivité  $K$  ( $h = -10$  mm) représentée sur la figure 10.2 est alors obtenue en extrapolant la pente  $\alpha$  comprise entre  $K$  ( $h = -100$  mm) et  $K$  ( $h = -50$  mm), d'où l'allure linéaire de la relation  $K$  ( $h$ ) pour la surface cultivée.

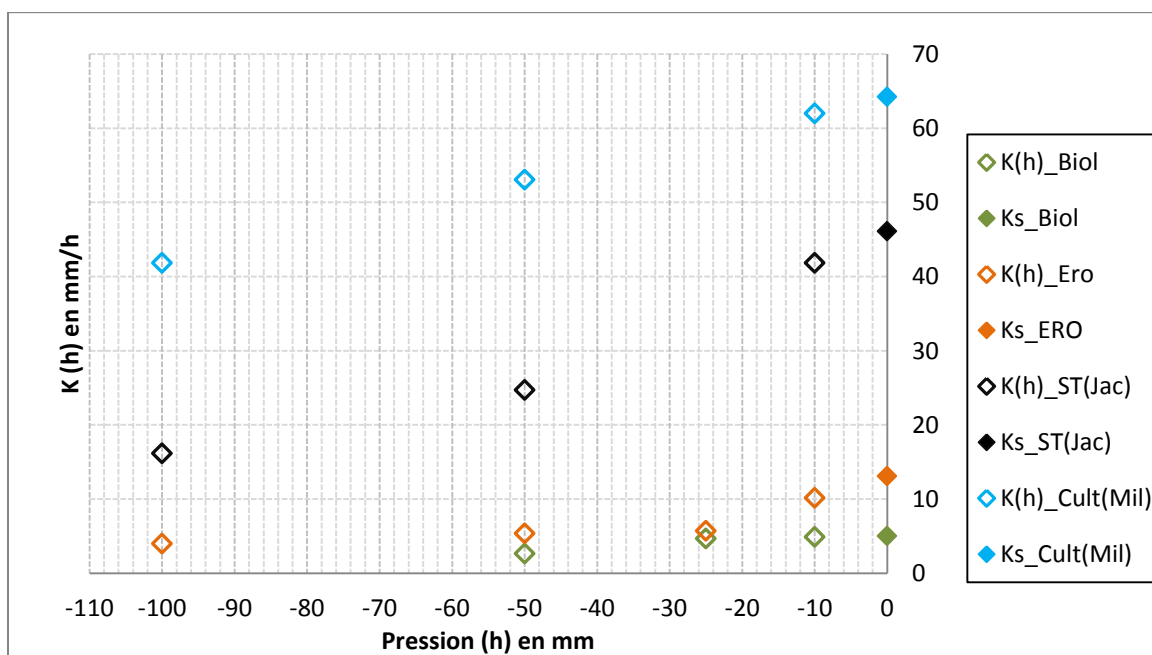


Figure 10. 2. Relation  $K(h)$  issue de la méthode MR par état de surface.

Le nombre de répétitions du flux stabilisé ayant permis de calculer les conductivités est donné dans le Tableau 10.1.

Le commentaire qu'inspire cette Figure est qu'au potentiel égal, la conductivité hydraulique est systématiquement plus élevée sur la surface cultivée (état de surface cultural) que sur les surfaces encroûtées (croûtes BIOL et ERO). L'ordre de grandeur du rapport vaut respectivement 6 et 10 par rapport à la croûte ERO et la croûte BIOL. L'état ST (jachère) est intermédiaire.

### 10.1.1.2. Résultats d'analyse en multi-potentiels (MP)

#### ➤ Avec le grand disque (r = 125 mm)

La relation  $K(h)$  établie par état de surface avec le grand disque en multi-potentiels est représentée sur la Figure 10.3.

Cette Figure fait ressortir qu'aux potentiels faibles, la conductivité est plus élevée quelque soit l'état de surface. Une nette différence de conductivité apparaît par ailleurs entre les surfaces encroûtées (Biol et Ero) et les surfaces cultivée et en jachère.

Contrairement aux résultats obtenus en analyse MR, les valeurs élevées de conductivité s'observent ici sur les surfaces en jachère mais leur ordre de grandeur est quasiment le même que celui de la surface cultivée.

Les courbes conductivité-potential  $K(h)$  fournies par les méthodes MR et MP grand disque présentent la même allure et les mêmes ordres de grandeur ce qui constitue un élément de validation des résultats dans leur ensemble. Ceci est moins vrai néanmoins pour les croûtes, surtout Biol donnant des valeurs très faibles, dans la mesure où l'on sait que les hypothèses d'application de la méthode MP (homogénéité verticale) ne sont pas vérifiées.

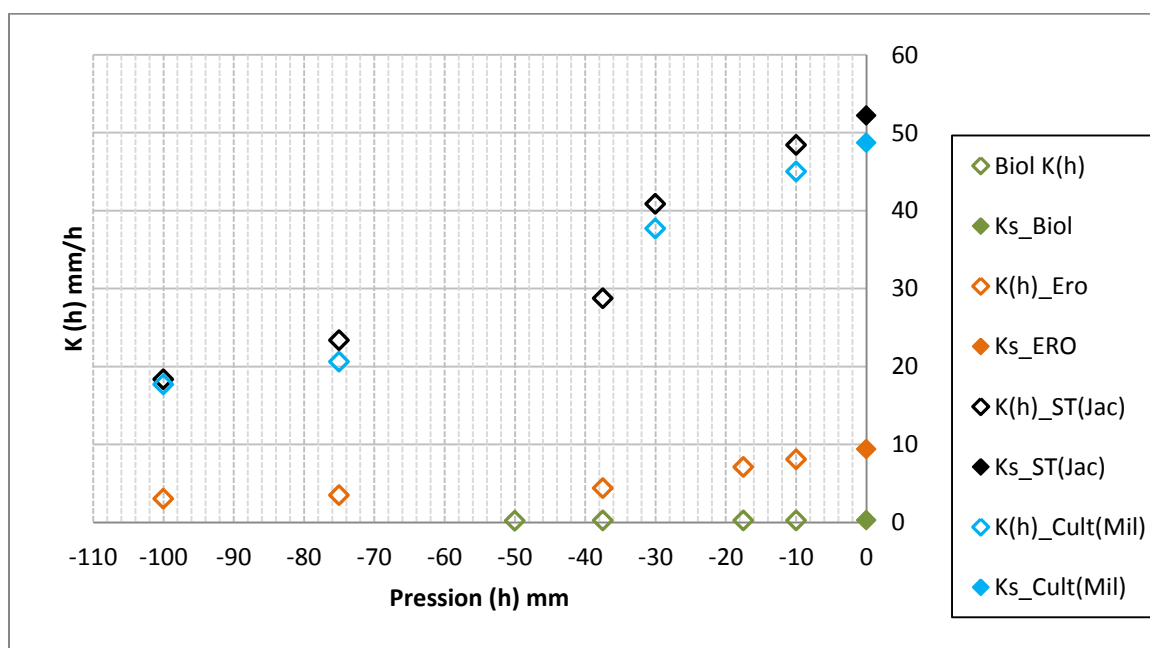


Figure 10. 3. Relation  $K(h)$  issue de la méthode MP grand disque ( $r = 125$  mm).

Le nombre de répétitions est variable selon l'état de surface : Biol, 1 ; ERO 2 ; ST (Jac), 4 ; Cult (Mil), 2.

#### ➤ Avec le petit disque (r = 40 mm)

La conductivité hydraulique est ici déterminée pour trois états de surface. Les (2) essais effectués sur la croûte biologique fournissent des valeurs négatives et ne sont donc pas présentés. En effet, les flux permanents obtenus à forte succion (-50 mm) sont plus élevés que ceux des succions inférieures, d'où des valeurs négatives de  $\alpha$ , et par suite, de la conductivité.



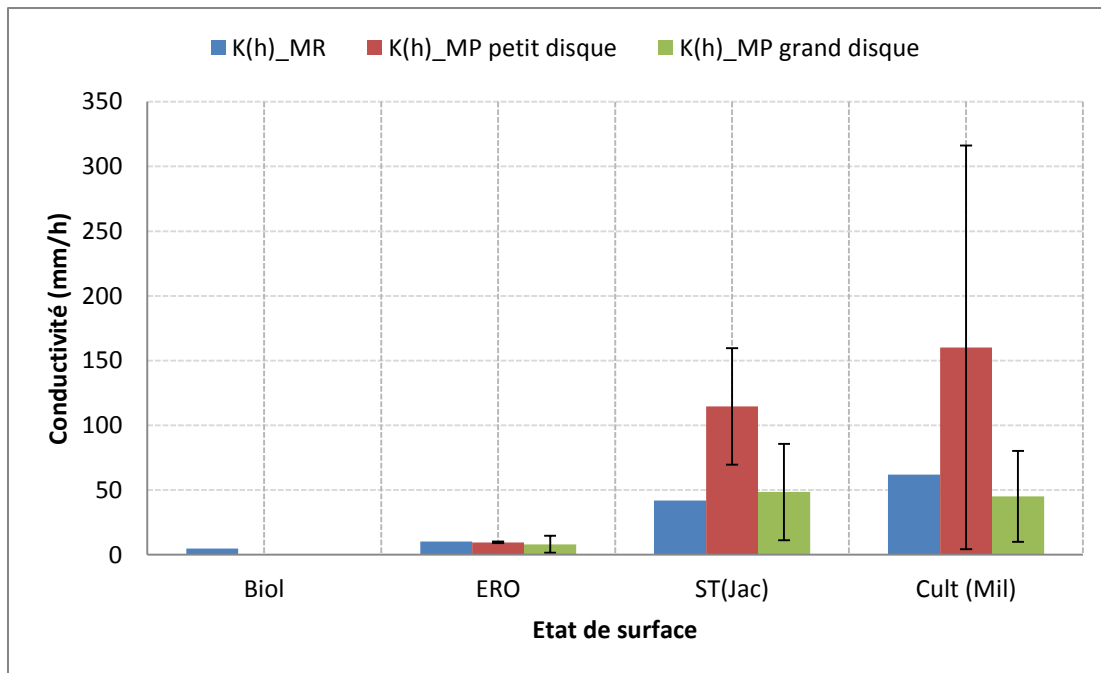


Figure 10. 5. Conductivités  $K$  quasi saturées ( $h = -10$  mm) obtenues par les méthodes MR et MP (avec les disques de rayon  $r = 40$  mm et  $r = 125$  mm) sur le site sédimentaire.

Pour les essais analysés en MR, nombre de répétitions et écart-type par état de surface sont donnés dans le Tableau 10.1

Pour les essais analysés en MP grand disque et petit disque, les nombres de répétitions sont respectivement donnés sous les graphiques 10.3 et 10.4. Les barres d'erreurs représentent un écart type.

Parmi ces trois (3) grandeurs de conductivité, quelle valeur par état de surface devrions-nous considérer comme caractéristique du site sédimentaire ?

Nous évoquons dans le chapitre 6 (§ 6.3.1) les avantages et les inconvénients ainsi que la faisabilité de chacune des trois (3) méthodes selon la variabilité verticale ou horizontale du sol.

Nous rappelons que d'après Vandervaere (1995), la méthode multi-rayons est très sensible aux variations horizontales du sol et nécessite plusieurs répétitions. Revol (1994), cité par Vandervaere (1995) a effectué une estimation de la précision de la conductivité en fonction du nombre d'essais et conclut que 6 répétitions semblent suffire pour une précision à 60%.

Les états de surface composant la jachère et la surface cultivée sont très variables. On peut observer, sur des courtes distances, une juxtaposition des états de type ST1, ST2 ou ST3 sur la jachère et des états de type C1, C2 et C3 sur la surface cultivée. Un nombre élevé de mesures est donc indispensable pour obtenir une valeur représentative des états ST (jachère) ou des états culturaux. De plus, dans le cas du mil, les données incluent aussi bien des surfaces fraîchement sarclées que des surfaces ayant subi plusieurs pluies depuis sarclage, ce qui augmente encore l'écart-type dans le cas du mil. Or, le nombre de répétitions que nous avons effectué sur ces états est relativement faible. Nous considérons, en conséquence, que les résultats obtenus sur ST (jachère) et cultural (champ) par la méthode multi-rayons sont peu représentatifs.



La méthode multi-potentiels ne s'applique pas aux surfaces présentant une variabilité verticale du sol, les surfaces encroûtées en l'occurrence. Nous considérons donc non valables les essais réalisés avec la méthode MP sur les croûtes BIOL et ERO.

Quant au choix du disque pour l'analyse multi-potentiels, la Figure 10.5 fait ressortir une forte variabilité des résultats issus du petit disque comme en témoigne la dispersion de l'écart type sur les essais de jachère et de la surface cultivée, ce qui dénote alors la forte sensibilité de ce disque au choix du point de mesure. Les résultats fournis par la méthode multi-potentiels avec ce disque sont, de ce fait, non pris en compte.

Toutefois, nonobstant la non faisabilité des méthodes multi-rayons et multi-potentiels respectivement sur des surfaces spatialement et verticalement hétérogènes, on constate, sur la Figure 10.5, que les conductivités déterminées par MR et MP grand disque sont très comparables, ce qui résulte probablement d'une certaine chance dans notre échantillonnage de points avec ces deux méthodes.

En définitive, les conductivités considérées comme représentatives des états de surface du site sédimentaire sont celles obtenues en analyse multi-rayons sur les surfaces encroûtées et celles fournies par la méthode multi-potentiels avec le grand disque ( $r = 125$  mm) sur la jachère et la surface cultivée (Figure 10.6).

Ces conductivités résultent des mesures réalisées à la surface du sol. Sur ce site, aucune mesure de la conductivité n'a été réalisée en sub-surface.

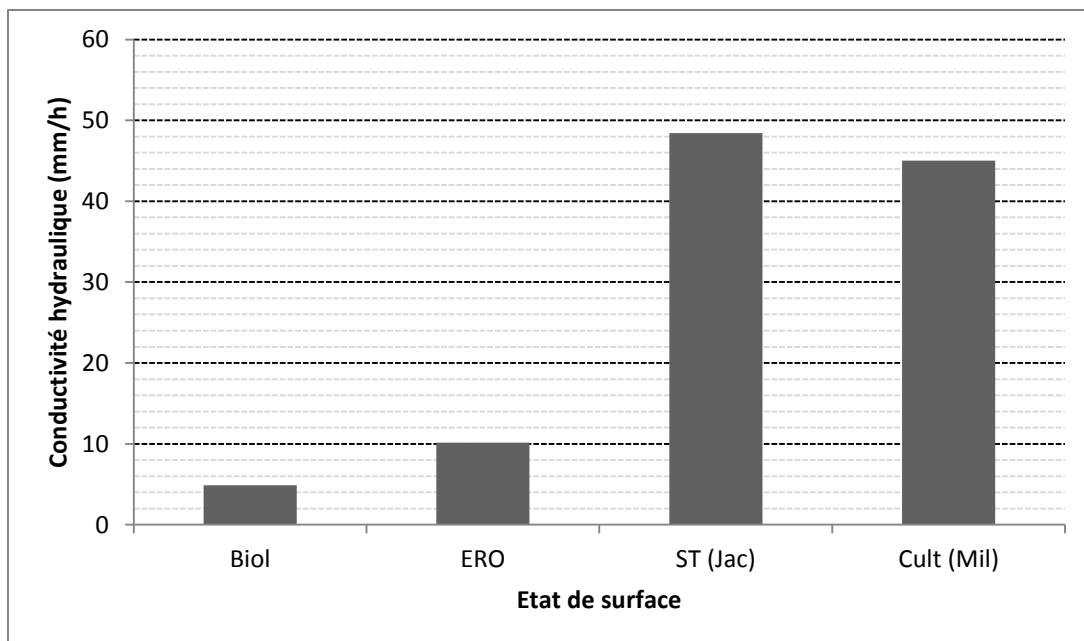


Figure 10. 6. Conductivité hydraulique caractéristique proche de la saturation ( $h = -10$  mm) des états de surface du site sédimentaire.

Les surfaces cultivées et les jachères ont des conductivités élevées, contrairement aux surfaces encroûtées. Cela vient du fait que la porosité est généralement accrue sur ces surfaces par la présence des conduits racinaires ou par les activités de la microfaune. Les surfaces encroûtées restent quasiment nues durant la saison des pluies.

On note par ailleurs que la conductivité semble légèrement plus élevée sur la jachère que sur le champ cultivé, conformément aux résultats rapportés par Vandervaere (1995) et Peugeot (1995) même si l'écart est sans doute trop faible pour être significatif. L'ordre de grandeur des conductivités mesurées et celles rapportées dans la littérature est présenté dans le Tableau 10.2.

La valeur de conductivité sous jachère rapportée par Vandervaere (1995) sur le même site est quatre (4) fois plus élevée que la nôtre ce qui est peut-être l'effet d'un âge de mise en jachère différent. La conductivité hydraulique des surfaces cultivées est particulièrement influencée durant la saison des pluies par la modification de la structure du sol qu'entraîne le sarclage. Cette pratique culturale permet d'aérer la couche superficielle du sol et augmente son pouvoir de conduction, ce qui contrarie alors l'encroûtement, du moins en apparence. L'instabilité de la conductivité sur ces surfaces sera discutée ultérieurement (§10.2.1.1.1).

*Tableau 10. 2 : Comparaison des conductivités mesurées (notre travail) et celles relevées dans la littérature sur le site sédimentaire.*

	Ks mesurée (mm/h)	Ks rapportée (mm/h)
BIOL	5	6.8 <sup>a</sup>
ERO	10	6.8 <sup>b</sup>
ST (JACHERE)	48	194 <sup>b</sup>
CULTURAL (MIL)	45	61 <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Esteves & Lapetite (2003) ; <sup>b</sup> Vandervaere (1995)

### 10.1.2. Détermination de quelques grandeurs caractéristiques sur le site sédimentaire

Le Tableau 10.3 résume les propriétés hydrodynamiques déterminées sur le site sédimentaire pour une pression proche de la saturation.

Il est alors possible de déterminer des longueurs caractéristiques, notamment la longueur capillaire (ou longueur macroscopique)  $\lambda_c$  qui exprime l'importance de l'infiltration capillaire sur celle gravitaire et la dimension du pore moyen hydrauliquement fonctionnel  $\lambda_m$ . Ces longueurs sont calculées par l'application des Equations 5.12 et 5.14 respectivement.

Nous avons retenu pour cela les estimations de potentiel de Kirchhoff fournies par la méthode MR même si le nombre de répétitions est faible. Les teneurs en eau initiales et finales mesurées correspondant respectivement aux premières et dernières pressions imposées durant les essais multi-potentiels, nous ne pouvons pas disposer des écarts d'humidité par pression imposée sur ce site. Il n'est pas possible, en conséquence, de calculer les temps caractéristiques de l'infiltration

*Tableau 10. 3. Les propriétés hydrodynamiques des états de surface du site sédimentaire (pour une pression proche de la saturation,  $h = -10$  mm)*

Etat de surface	K (h) mm/h	$\Phi$ (h) mm <sup>2</sup> /h	$\lambda_c$ (h) mm	$\lambda_m$ (h) $\mu$ m
BIOL	5	24	4.8	1500
ERO	10	1277	125	58
ST (jachère)	48	7798	187	39
Cultural (champ)	45	13490	218	33

L'application de la loi de Jurin (Equation 5.15) pour une pression  $h = -10$  mm donne un rayon de pore maximal actif ( $r_p$ ) de l'ordre de  $1400 \mu\text{m}$ . Or, pour l'état de surface BIOL, le rayon moyen du pore hydrauliquement fonctionnel est de  $1500 \mu\text{m}$  (Tableau 10.3) ce qui est aberrant et signe que le potentiel de Kirchhoff (proportionnel à la pente sur la Figure 10. 1) a été fortement sous-estimé.

Les faibles dimensions des pores actifs proches de la saturation pour les états ST (jachère) et cultural (champ) semblent contradictoires avec leurs valeurs élevées de conductivité. En effet, les conduits racinaires et les pores d'origine fauniques sur la jachère sont favorables au développement d'une certaine macroporosité qui est susceptible de s'activer en surface lorsque le sol tend vers la saturation. Il en est de même sur la surface cultivée où le sarclage aère le sol et crée des porosités superficielles temporaires. Mais la conductivité peut être non directement liée au rayon de pores actifs ( $\lambda_m$ ) à cause de deux facteurs :

- ✓ la tortuosité, qui définit le rapport moyen de la longueur d'un cheminement réel parcouru entre deux points à la distance rectiligne qui sépare ces derniers. En général, plus la tortuosité est élevée, plus la conductivité est faible à rayon de pore égal.
- ✓ la non connectivité des pores. L'existence de pores en surface ne présume en rien de leur connectivité. Si ces pores ne se connectent pas les uns aux autres, ils forment un réseau de porosité dite vésiculaire.

Dans ces deux cas, la dimension du pore actif ne peut expliquer ou influencer la conductivité. Le cas de la croûte ERO illustre cette assertion où malgré un  $\lambda_m$  relativement élevé, la conductivité de cet état reste faible.

La valeur de  $\lambda_m$  de  $39 \mu\text{m}$  calculée sur ST (jachère) est sensiblement inférieure à celle obtenue par Vandervaere (1995) (pour qui  $\lambda_m \approx 100 \mu\text{m}$  sur ST) mais reste relativement proche de celle mesurée par Fies (1992) (cité par Vandervaere 1995) par porosimétrie à mercure ( $\lambda_m$  sur ST varie entre  $0.03$  et  $20 \mu\text{m}$ ). Là encore, l'âge de la jachère peut être un facteur de différence.

Sur la surface cultivée, Vauclin & Chopart (1992) ont mesuré  $\lambda_m$  sur des sols anciennement et récemment labourés. Les valeurs issues de leur mesure situent  $\lambda_m$  près de la saturation ( $h = -20$  mm) à environ  $110 \mu\text{m}$  sur le sol anciennement labouré et à  $28 \mu\text{m}$  sur le sol récemment labouré. Ces auteurs expliquent la faible valeur de  $\lambda_m$  sur le sol récemment labouré par la réhomogénéisation du sol induit par le labour et qui a créé des pores de dimensions réduites en grand nombre en surface.

Les propriétés hydrodynamiques rapportées dans le Tableau 10. 3 sont donc considérées comme caractéristiques et représentatives du site sédimentaire avec néanmoins une confiance moins grande dans l'estimation des tailles de pores reposant sur l'application de la méthode MR ici peu répétée. Elles feront l'objet de comparaisons avec celles déterminées sur le site cristallin et décrites ci-dessous.

## 10.2. L'hydrodynamique des sols en zone cristalline

Sur le site cristallin, deux méthodologies de mesure à l'échelle ponctuelle (infiltrométrie et simulation de pluie) ont été utilisées pour déterminer les propriétés hydrodynamiques des différents états de surface : champs cultivés, jachère et surfaces encroûtées

## 10.2.1. Les propriétés hydrodynamiques déterminées par l'étude de l'infiltration

### 10.2.1.1. La conductivité hydraulique en surface et en subsurface

La conductivité hydraulique est déterminée par la tensio-infiltrométrie dont le dispositif est illustré dans le chapitre 6, Figures 6.2 et 6.3. La mise en place délicate de ce dispositif a limité la mesure de la conductivité sur quatre (4) des six (6) états de surface caractéristiques identifiés sur ce site. L'installation du cylindre n'a pas été possible sur la croûte gravillonnaire et sur la surface d'affleurement du granite altéré à cause des trop nombreux cailloux inclus dans la première et de la dureté de la deuxième.

#### ➤ Le déroulement des essais

Durant chaque essai, deux valeurs de conductivité sont mesurées dont l'une en surface (entre 0 et 3 cm de profondeur) et l'autre en sub-surface (entre 3 et 6 cm). Le Tableau 10.4 récapitule le nombre de répétitions de mesures effectuées par état de surface. En tout, quelques 110 valeurs de conductivité sont donc déterminées dont la moitié en surface et l'autre moitié en sub-surface.

*Tableau 10. 4. Nombre d'essai de tensio-infiltrométrie effectué par état de surface et par année sur le site cristallin.*

*Le nombre d'essais rejetés après critiques sont données entre parenthèses. Les principales raisons du rejet proviennent soit de la chute de l'infiltromètre durant l'essai, soit d'un mauvais contact du tensiomètre avec le sol donnant ainsi des valeurs erronées de la tension, et donc de la conductivité.*

Etat de surface	2011	2012	2013	Total
BIOL	4			<b>4 (1)</b>
Sub_BIOL	4			<b>4 (1)</b>
ERO	8			<b>8 (2)</b>
Sub_ERO	8			<b>8 (5)</b>
ST (jachère)	4	6		<b>10 (2)</b>
Sub_ST	4	6		<b>10 (2)</b>
Cultural (champ)	4	12	17	<b>33 (2)</b>
Sub_Cultural	4	12	17	<b>33 (2)</b>

Les mesures consistent à suivre l'évolution de la hauteur d'eau qui s'infiltré par unité de temps et à noter, au moment de chaque lecture de hauteur, les réponses des tensiomètres (en millivolts) qui sont lues grâce à des boîtiers d'amplification et des multimètres. Ces tensions sont par la suite converties en pressions, tel que décrit dans le chapitre 6 (§ 6.3.2.4). L'arrêt d'un essai est conditionné par l'atteinte du régime permanent du flux d'infiltration et la quasi-constance des réponses tensiométriques. Les Figures 10.7 et 10.8 illustrent respectivement la stabilité du flux et des tensiomètres pour un même essai après 94 min.

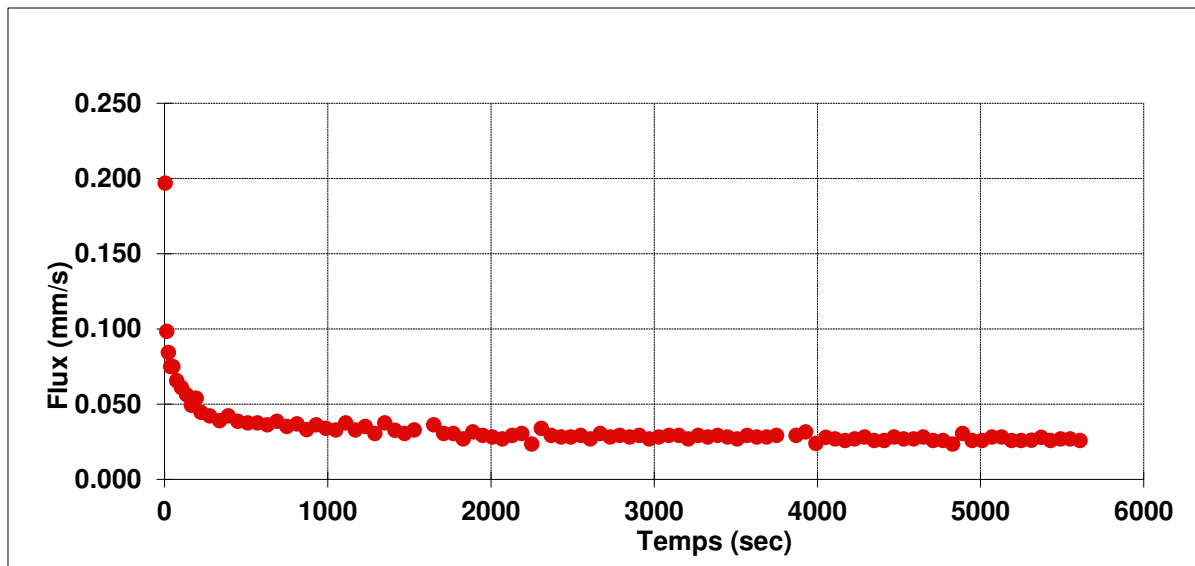


Figure 10. 7. Exemple de stabilisation du flux d'infiltration au cours d'un essai

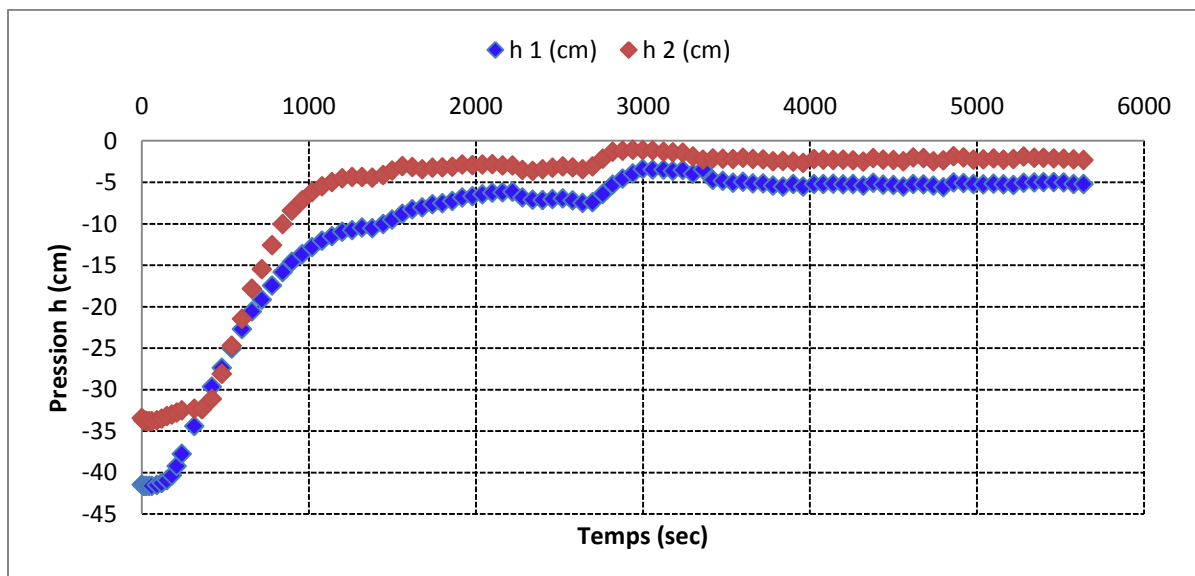


Figure 10. 8. Evolution de la pression au cours d'un essai.  $h_1$  et  $h_2$  sont les valeurs du potentiel à 3 cm et à 6 cm de profondeur respectivement.

Les évolutions du flux et de la pression d'un essai ne se stabilisent pas forcément au même instant. En général, la réponse des tensiomètres devient quasi-stable après la stabilisation du flux.

#### ➤ La conductivité hydraulique en surface (0-3 cm)

Connaissant le flux et les pressions d'un essai, la conductivité hydraulique s'obtient simplement en appliquant la loi de Darcy (1D, Equation 6.22). Nous précisons que la pression imposée au sol est de 10 mm pour tous les essais effectués. Ce choix résulte de la recherche d'une valeur de conductivité quasi-saturée tout en garantissant un fonctionnement en tension. La conductivité obtenue est donc  $K$  ( $h = -10$  mm).

En surface, les grandeurs de conductivité par état de surface sont données dans le Tableau 10.5 et représentées sur la Figure 10.9. Ces valeurs correspondent aux moyennes arithmétiques des essais effectués par état de surface.

Tableau 10. 5. Conductivités déterminées en surface (0-3 cm) sur le site cristallin.  
Le nombre de répétitions des essais par état de surface est donné dans le Tableau 10. 4.

Etat de surface	Conductivité moyenne en surface (mm/h)	Ecart type (mm/h)
Biol	13	3
Ero	11	8
Cult. (champ)	38	28
ST (Jac)	21	9

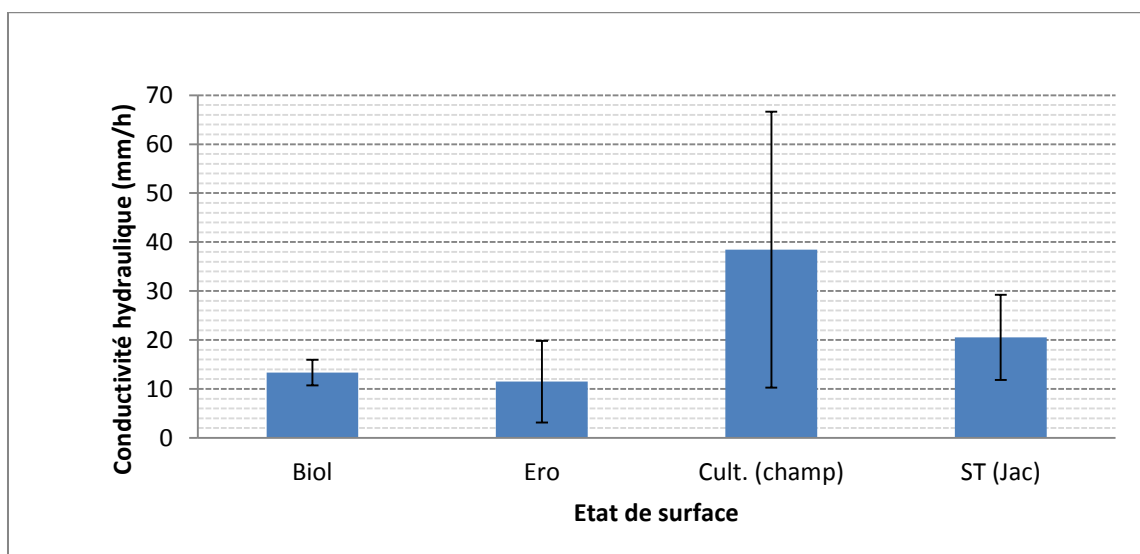


Figure 10. 9. Conductivité hydraulique en surface (0-3 cm) des états de surface du site cristallin.

Le nombre de répétitions des essais par état de surface est donné dans le Tableau 10. 4. La barre d'erreur correspond à un écart type.

On constate que les surfaces encroûtées (BIOL et ERO) ont des conductivités sensiblement égales et relativement peu élevées avec aussi une faible dispersion des valeurs, en particulier sur BIOL. La valeur de conductivité mesurée sur ERO est comparable à celle rapportée par Malam Issa (2012). Sur la surface cultivée, la conductivité est grande mais présente un écart type particulièrement élevé, ce qui dénote une forte variabilité spatiale et/ ou temporelle sachant que cette conductivité est une moyenne des mesures effectuées en des périodes différentes par rapport au sarclage.

#### ➤ La conductivité hydraulique en sub-surface (3 - 6 cm)

Le Tableau 10.6 résume les valeurs de conductivité déterminées en sub-surface et les écarts types associés.

Tableau 10. 6. Conductivités déterminées en sub-surface (3-6 cm) sur le site cristallin.

Etat de surface	Conductivité moyenne en sub_surface (mm/h)	Ecart type (mm/h)
Sub_Biol	58	43
Sub_Ero	66	141
Sub_Cult. (champs)	108	72
Sub_ST (Jac)	119	70

En sub-surface, les conductivités sont élevées. En les comparant à celles obtenues en surface (Figure 10.10), on remarque que les grandeurs varient au moins d'un facteur 5, quel que soit l'état de surface considéré.

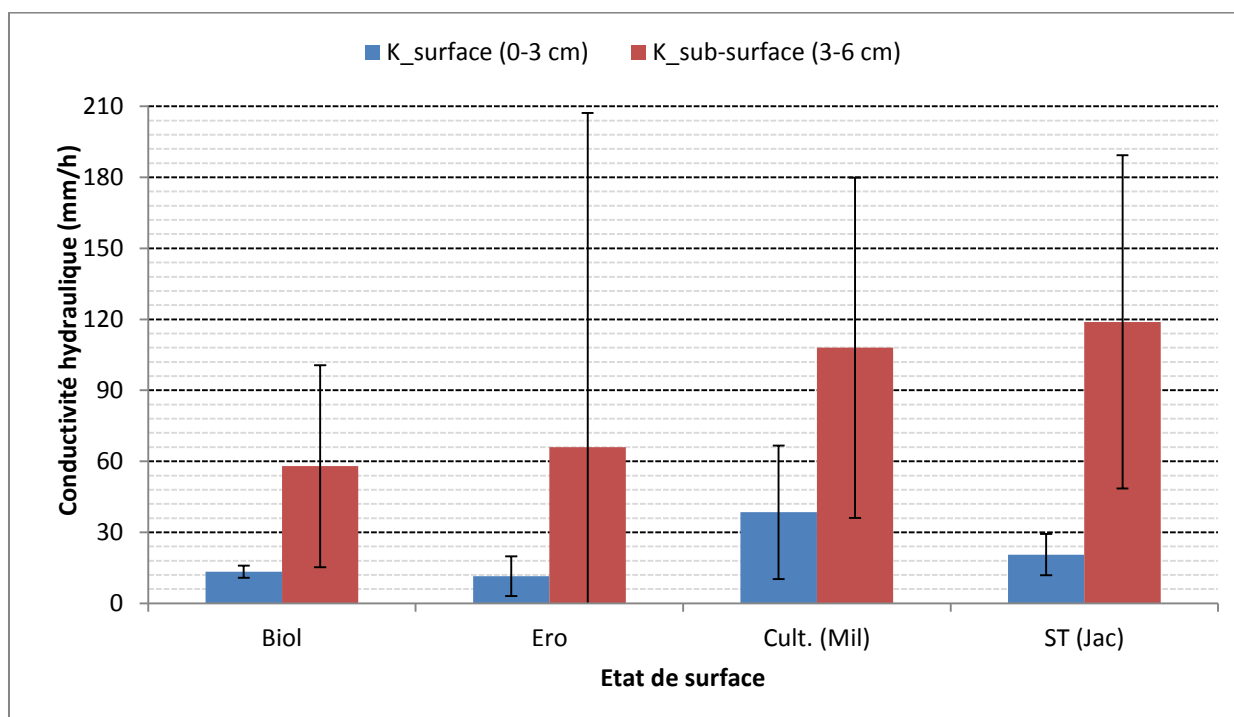


Figure 10. 10. Conductivité hydraulique en surface (bleu) et en sub-surface (rouge) sur le site cristallin.

Le nombre de répétitions des essais par état de surface est fourni dans le Tableau 10. 4. La barre d'erreur correspond à un écart type.

Cette comparaison fait ressortir une variabilité verticale des propriétés hydrodynamiques due à l'existence des croûtes ou des couches compactes à faible infiltrabilité qui diminuent significativement l'infiltration de l'eau dans le sol. Ce qui, en conséquence, entraîne l'augmentation de la fraction qui ruisselle durant la pluie. Cette variabilité hydrodynamique verticale est mise en exergue en mesurant les conductivités sur une épaisseur du sol de l'ordre de 6 cm (profondeur maximale du 2<sup>ème</sup> tensiomètre lors des essais de tensio-infiltration). Ceci montre que ces couches compactes sont de faible épaisseur et que leur structure compactée ou encroûtée n'est alors pas irréversible. Un remaniement relativement peu profond peut permettre de les détruire et homogénéiser la structure du sol. En effet, en détruisant les croûtes superficielles, le sol aura la même structure sur tout son profil (qui correspond ici à l'épaisseur étudiée du sol, soit 6 cm environ) et ses propriétés hydrodynamiques

correspondront de ce fait à celles de la sub-surface. Toutefois, il faut garder à l'esprit que la réduction de conductivité en surface n'est peut-être pas effective sur 3 cm. Elle peut également être réelle sur une épaisseur moindre mais avec un facteur de réduction plus fort par rapport à la sub-surface. En caractérisant une couche de 0 à 3 cm, on obtient alors une moyenne. Plus généralement, il est tout à fait possible, pour la jachère et le mil notamment, que la conductivité à partir de la surface soit graduellement variée et non un système bi-couche comme le sol encroûté.

L'écart observé de conductivité (Tableau 10.6) entre, d'une part, les surfaces (Sub\_BIOL et Sub\_ERO) et d'autre part, les surfaces cultivées et en jachère met en évidence une différence de comportement hydrodynamique des sols sous-jacents. La structure du sol n'est donc pas identique sous les états de surface en l'occurrence. Si tel était le cas, ses propriétés hydrodynamiques seraient quasiment identiques qu'elle soit sous la croûte, sous la jachère (ST) ou sous la surface cultivée. En conclusion, sur l'épaisseur du sol étudiée (environ 6 cm), les sols sous-jacents les croûtes superficielles semblent toujours sous l'influence des propriétés hydrodynamiques de ces dernières. Tempérons néanmoins nos conclusions en raison de la forte dispersion des résultats sur un état de surface donné.

#### **10.2.1.1.1. Évolution saisonnière de la conductivité**

Durant la saison des pluies 2012, un dispositif de suivi de la conductivité a été expérimenté sur la jachère et la surface cultivée (cf. chapitre 6, § 6.2.2). L'objectif était d'évaluer le rôle des pratiques culturales sur l'hydrodynamique, l'encroûtement en particulier. Ce dispositif n'a pas concerné les surfaces encroûtées ERO, BIOL ou les croûtes gravillonnaires puisque leur structure subit très peu de changement durant la saison des pluies.

Nous rappelons (cf. chapitre 6, § 6.2.2) que six couples de cylindres destinés à mesurer la conductivité en fonction du cumul de pluie ont été installés sur la surface cultivée juste après le sarclage. Le même jour, six autres couples ont été installés sur ST (jachère). Sur ce dernier, seuls quatre des six ont finalement servi. Les deux dernières paires de cylindres ont été piétinées par des animaux<sup>1</sup> avant les mesures.

La Figure 10.11 montre l'évolution de la conductivité sur la jachère et la surface cultivée.

---

<sup>1</sup> La jachère sert d'espace de pâturage.



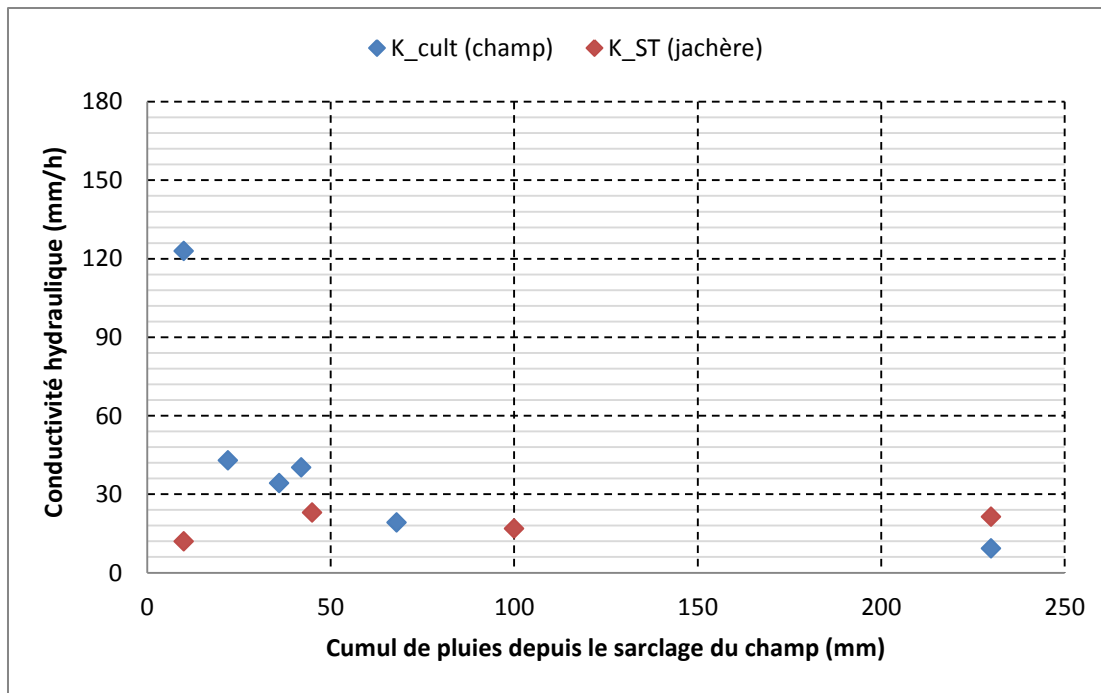


Figure 10. 11. Evolution de la conductivité sur les surfaces cultivée (bleu) et en jachère (rouge) en fonction du cumul de pluie et du sarclage. Chaque point correspond à la valeur moyenne des deux mesures.

#### 10.2.1.1.1. Evolution de la conductivité sur ST (jachère)

Sur la Figure 10.11, on constate que la conductivité sur ST (jachère) n'évolue quasiment pas. La conductivité déterminée après 10 mm de pluie depuis l'installation du cylindre est égale à celle mesurée sur un cylindre ayant enregistré un cumul de pluie de près de 230 mm depuis l'installation. La conductivité moyenne des quatre paires de cylindre est de 18 mm/h ( $\pm 5$ ), valeur qui est tout à fait cohérente à la conductivité moyenne de tous les essais réalisés sur ST (jachère) et représentée sur la Figure 10. 9.

Cette quasi-stationnarité de la conductivité sur ST (jachère) n'est toutefois pas tout à fait attendue au vu de l'évolution, au moins apparente, de la structure du sol qu'entraîne le développement de la végétation. Des résultats similaires sont cependant notifiés dans la littérature. Thébé (1987, cité par Peugeot, 1995) rapportait, en étudiant l'infiltration dans le Sahel camerounais, que la végétation n'a pas une influence notable sur l'infiltration si sa densité de recouvrement est inférieure à 57 %. L'évolution de la conductivité qu'aurait entraîné la croissance de la végétation sur la jachère est donc imperceptible, si elle existe, d'où sa quasi-stationnarité.

Par ailleurs, la faible conductivité sur ST (jachère) peut s'expliquer par le tassement du sol sous l'effet du pâturage.

#### 10.2.1.1.2. Evolution de la conductivité sur l'état de surface Cultural (champ)

La conductivité hydraulique décroît en fonction du cumul de pluies enregistré après le sarclage. La Figure 10.11 suggère les commentaires qui suivent :

- ✓ la conductivité hydraulique déterminée juste après le sarclage (après seulement 10 mm de pluie enregistrée) est de l'ordre de 120 mm/h. Cette valeur, qui est du même ordre de grandeur que celle du sol sous-jacent (108 mm/h, cf. Tableau 10. 6) justifie l'importance du remaniement du sol dans l'amélioration de l'infiltration. Le remaniement superficiel de cet état de surface permet d'homogénéiser le sol sur une dizaine de cm. En conséquence, la réponse hydrodynamique de ce sol est contrôlée par les propriétés de la couche sous-jacente, d'où, souvent, l'absence de ruissellement après le sarclage ;
- ✓ la conductivité hydraulique décroît rapidement durant les premières pluies qui suivent le sarclage. Ceci est dû au fait que le sarclage n'accroît pas la porosité fonctionnelle, mais opère une redistribution superficielle des macro pores discontinus (Ahuja *et al.*, 1998) qui se colmatent au fur et à mesure. Après un cumul de pluie de l'ordre de 70 mm, la conductivité décroît de 120 mm/h à 20 mm/h, ce qui correspond exactement à la conductivité moyenne obtenue sur la jachère (ST). Elle décroît insensiblement par la suite pour tendre vers des valeurs semblables à celles mesurées sur les croûtes (après 230 mm de cumul de pluie depuis le sarclage, la conductivité de la surface cultivée atteint la faible valeur de 10 mm/h). Cette évolution laisse affirmer qu'après un cumul de pluie de l'ordre de 70 mm, la surface cultivée et la jachère présentent des comportements hydrodynamiques similaires (leurs conductivités sont égales) vis-à-vis des sollicitations pluviométriques. Le sarclage n'a alors plus d'effet sur l'infiltration. Mieux encore, après 230 mm de cumul de pluie, la surface cultivée se comporte de la même manière que la croûte ERO en termes de refus à l'infiltration. A cette valeur de cumul de pluie, le champ sarclé atteint une faible conductivité qui n'est jamais observée sur la jachère.

En somme, nous retenons que la conductivité des surfaces cultivées est très variable (120 à 10 mm/h). Celle-ci explique le large écart type représenté sur la Figure 10. 9.

Prendre une valeur moyenne de conductivité sur la surface cultivée est, dans ce cas, peu réaliste et elle serait hydrologiquement de faible intérêt. Cette moyenne n'a de sens physique que si elle est située par rapport aux pratiques culturales effectuées sur cette surface et en fonction de la situation pluviométrique. Nous retenons également que le sarclage présente l'avantage d'ameublir et d'homogénéiser le sol, ce qui constitue en soi une bonne mesure de régénération des sols. Cependant, cet avantage est temporellement très limité comme le notifie Roose (1977). La profondeur d'action des outils aratoires utilisés limite son efficacité sur une couche superficielle de l'ordre de 10 cm seulement. Le manque d'apports des matériaux (matière organique en l'occurrence) aidant la régénération fait que cette couche superficielle se compacte assez vite sous l'effet des pluies (effet splash), ce qui inhibe du coup l'effet du sarclage sur l'infiltration. L'analyse des valeurs numériques de la conductivité hydraulique permet, en conséquence, de dresser un schéma qualitatif d'évolution des surfaces

cultivées passant d'une surface initiale à forte valeur de conductivité à l'équivalent d'une surface encroûtée de type ERO du point de vue des propriétés hydrodynamiques. Ce schéma d'évolution rejoint celui élaboré par Valentin & Bresson (1992) basé sur des critères morphologiques dans lequel ces auteurs décrivent les étapes de modifications structurales successives d'une surface à structure fragmentaire (car récemment remaniée) vers une surface compacte de type ERO en passant par une surface de type ST.

Par ailleurs, étant donné que le nombre moyen de sarclages par saison pluviométrique (de juin à septembre) est de deux (2) dans notre zone d'étude, nous concluons alors que cette pratique culturale ne contrarie l'encroûtement des surfaces cultivées que sur une période très limitée. Son effet sur l'infiltration sera discuté dans le chapitre 13 (§13.3).

### **L'évolution de la conductivité sur les surfaces cultivées, est-elle identique si le sarclage intervient sur un sol humide ou sur un sol sec ?**

Le dispositif ayant permis de suivre l'évolution de la conductivité sur la surface cultivée et sur la jachère est, de nouveau, expérimenté en 2013 sur la surface cultivée afin d'évaluer l'effet de la teneur en eau lors du sarclage sur l'évolution de la conductivité. Les cylindres devant servir aux mesures de la conductivité sont de ce fait installés, d'une part, sur une surface sarclée en état sec et, d'autre part, sur une parcelle sarclée en état humide. Au total, vingt cylindres (soit dix couples) sont installés dont dix sur une surface sarclée à sec et dix autres sur une surface sarclée en état humide. Sur ces dix derniers, deux ont été perturbés par des enfants.

Les teneurs en eau mesurées avec une sonde capacitive (SM200) au moment des sarclages sont fournies dans le Tableau 10.7

*Tableau 10. 7. Teneurs en eau des surfaces sarclées en état sec et en état humide*

	1 <sup>ère</sup> mesure	2 <sup>ème</sup> mesure	3 <sup>ème</sup> mesure	Thêta moyen	Ecart type
Teneur en eau mesurée lors du sarclage en état sec (cm3/cm3)	0.007	0.017	0.002	0.009	± 0.008
Teneur en eau mesurée lors du sarclage en état humide (cm3/cm3)	0.15	0.14	0.17	0.16	± 0.017

#### **➤ Evolution de la conductivité d'un champ sarclé en état humide**

En 2013, les mesures de conductivité ont pu être effectuées sur huit des dix cylindres installés sur cette surface. A cela s'ajoutent les mesures réalisées en 2012. En effet, le suivi de la conductivité réalisé en 2012 sur le champ cultivé (données représentées sur la Figure 10. 11) s'est déroulé sur une surface sarclée en état humide. La Figure 10. 12 regroupe les conductivités mesurées en 2012 et en 2013 sur le champ sarclé en état humide.

On constate que les deux premières valeurs mesurées en 2013 sont cohérentes avec les résultats obtenus en 2012. Par contre, les deux autres valeurs s'individualisent et sont nettement différentes des résultats obtenus en 2012 à cumul de pluie égal. Cela est, probablement, lié à un problème de fonctionnement d'un des tensiomètres lors des mesures.

En effet, pour toutes nos mesures de conductivité, nous utilisons quatre tensiomètres, fixés deux à deux sur deux supports différents, support\_1 et support\_2 (cf. Figure 6.2 pour l'illustration d'un support). Nous remarquons souvent que les conductivités mesurées avec les tensiomètres du support\_1 sont différentes de celles du support\_2 et que l'un des tensiomètres dudit support répond lentement et se stabilise tardivement durant les mesures. Nous sommes de ce fait en doute des résultats issus de ce tensiomètre. En tout état de cause, nous rejetons donc les mesures réalisées avec ce couple de tensiomètres. Dans ce cas, l'évolution de la conductivité sur un champ sarclé en état humide reste identique à ce que nous avons décrit précédemment (§10.2.1.1.2).

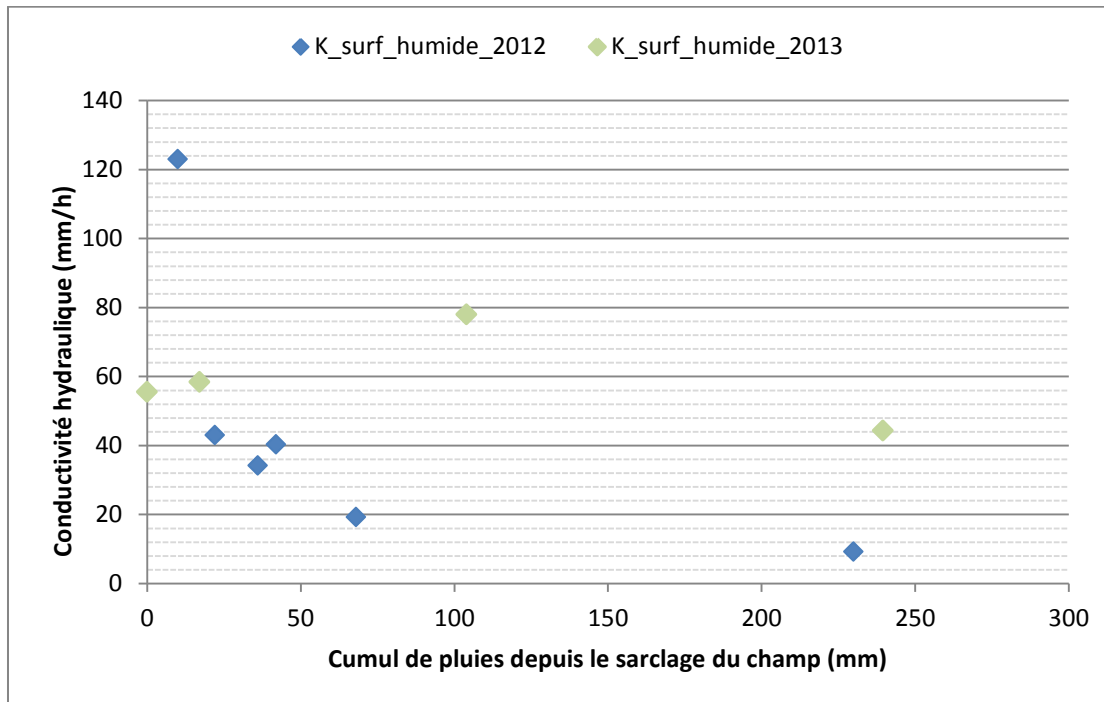


Figure 10. 12. Evolution de la conductivité du champ sarclé en état humide en fonction du cumul de pluie depuis le sarclage, par mesures réalisées en 2012 (en bleu) et 2013 (en vert clair).

Chaque point correspond à la conductivité moyenne des deux mesures.

### ➤ Evolution de la conductivité d'un champ sarclé en état sec

Les seules mesures réalisées sur une surface sarclée en état sec sont celles de 2013. En comparant les résultats issus de ces mesures avec ceux obtenus sur un champ sarclé en état humide (Figure 10. 13), on remarque que :

- ✓ la conductivité d'une surface sarclée en état sec est inférieure à celle de la même surface sarclée en état humide à cumul de pluie égal ;
- ✓ l'effet du sarclage est plus bénéfique et persistant si le sarclage du champ est réalisé en état humide, soit donc après une pluie.

On retiendra donc que l'état d'humidité d'un sol lors du sarclage d'un champ a des effets non négligeables sur l'évolution de la conductivité. Sur une surface sarclée en état sec, la conductivité est faible et décroît rapidement. Ceci s'expliquerait par la faible aération et

agrégation du sol (faible formation de mottes), ce qui en conséquence implique un encroûtement rapide de la surface sarclée.

Ce constat découle d'un nombre limité de mesures (en particulier sur la surface sarclée en état sec) et resterait, toutefois, à être confirmé par des mesures plus étendues. Sa validation sur d'autres bassins de textures de sol différentes serait particulièrement intéressante.

➤ **Avis des agriculteurs sur l'effet du sarclage à sec et en humide**

En général, les agriculteurs sarclent leurs champs après une pluie, soit donc lorsque la teneur en eau du sol est élevée. Si on leur demande les raisons de ce choix, ils répondent promptement que lorsqu'un champ est sarclé après une pluie, le sol conserve plus longtemps son humidité, ce qui constitue un avantage en rétention et non en perméabilité donc distinct de ce que nous avons mis en évidence. Ils rapportent qu'il est en outre plus facile de sarcler un champ en état humide qu'en état sec tout en précisant que le sarclage à sec présente, toutefois, l'avantage de permettre l'élimination complète des adventices. Si le sarclage intervient après une pluie, les racines de certaines herbes restent enfouies dans le sol malgré le remaniement et peuvent, l'humidité superficielle aidant, se repiquer automatiquement.

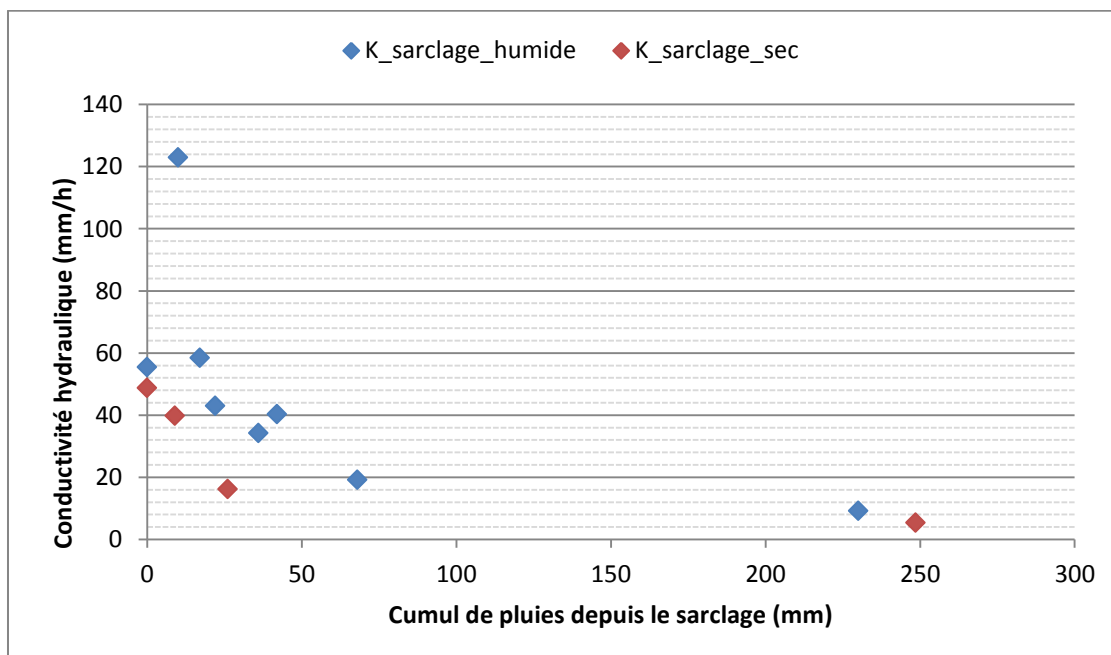


Figure 10. 13. Effet de la teneur en eau lors du sarclage sur l'évolution de la conductivité en fonction du cumul de pluie depuis le sarclage.

Les points représentant la conductivité de la surface sarclée en état humide (en bleu) correspondent aux mesures réalisées en 2012 et 2013 à l'exception des deux points rejetés pour des raisons invoquées dans le corps de texte.

Le suivi de la conductivité sur une surface sarclée à sec (en rouge) est effectué seulement en 2013.

Chaque point du graphique correspond à la conductivité moyenne des deux mesures.

### 10.2.1.2. La sorptivité capillaire

L'intérêt de la mesure de la sorptivité  $S$  réside dans le fait de mieux contraindre, si possible, la relation  $T_p(I_p)$  que nous utiliserons (paragraphe 10.2.2) pour déterminer la conductivité par une autre méthode. La connaissance conjointe de  $S$  et  $K$  permet en outre de hiérarchiser les phénomènes gravitaire et capillaire lors de l'infiltration. La sorptivité capillaire est ici déterminée par la méthode mono test en régime transitoire. Elle correspond à l'ordonnée à l'origine de la droite de régression  $dI/d\sqrt{t}$  vs  $\sqrt{t}$  (cf. Figure 6.7).

La sorptivité est mesurée sur cinq des six états de surface du site cristallin. Les mesures ne sont pas effectuées sur la croûte gravillonnaire à cause des aspérités qui limitent le bon contact hydraulique entre la membrane du disque et la surface du sol. L'utilisation d'un volume relativement important du sable de contact peut permettre de niveler ces irrégularités mais la sorptivité calculée dans ce cas sera de peu d'intérêt puisque, par définition, celle-ci traduit l'absorption de l'eau par le sol (étudié) durant les premiers instants de l'infiltration. L'excès de sable de contact interposé induit alors trop de biais dans l'analyse.

Le Tableau 10.8 résume le nombre de mesures effectuées par état de surface.

Tableau 10. 8. Nombre de mesures de sorptivité réalisées sur le site cristallin.

	Nombre de mesures	Gamme des teneurs en eau (cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup> )
BIOL	34	[0.07- 0.22]
ERO	39	[0.04-0.11]
ST (jachère)	69	[0.08-0.15]
Cultural (champ)	67	[0.05-0.13]
Granite	24	[0.001-0.3]

#### 10.2.1.2.1. Effet de l'humidité initiale sur la sorptivité

La sorptivité est une variable qui est normalement fonction des teneurs en eau initiale et imposée. Les forces capillaires sont, en effet, plus importantes au début de l'infiltration sur un sol initialement sec qu'humide. Les sorptivités déterminées sur le site cristallin montrent que celles-ci sont peu sensibles à la teneur en eau initiale lors des mesures, et ce, sur tous les états de surface. Les sorptivités déterminées sur un sol sec sont du même ordre de grandeur que celles obtenues sur un sol initialement humide.

La Figure 10.14 illustre cette assertion.

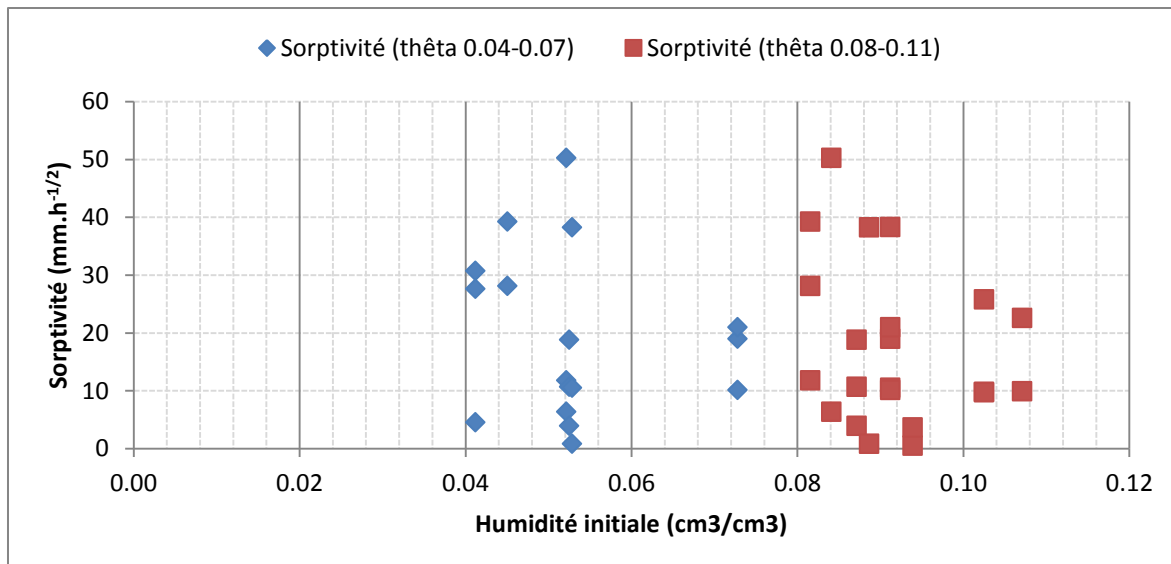


Figure 10. 14. Variation de la sorptivité en fonction de la teneur en eau sur ERO  
 La variation de sorptivité mesurée sur les autres états de surface est donnée en Annexe A

Compte tenu de la faible sensibilité de la sorptivité à  $\theta_i$ , il est donc possible de calculer une sorptivité moyenne par état de surface (Figure 10.15).

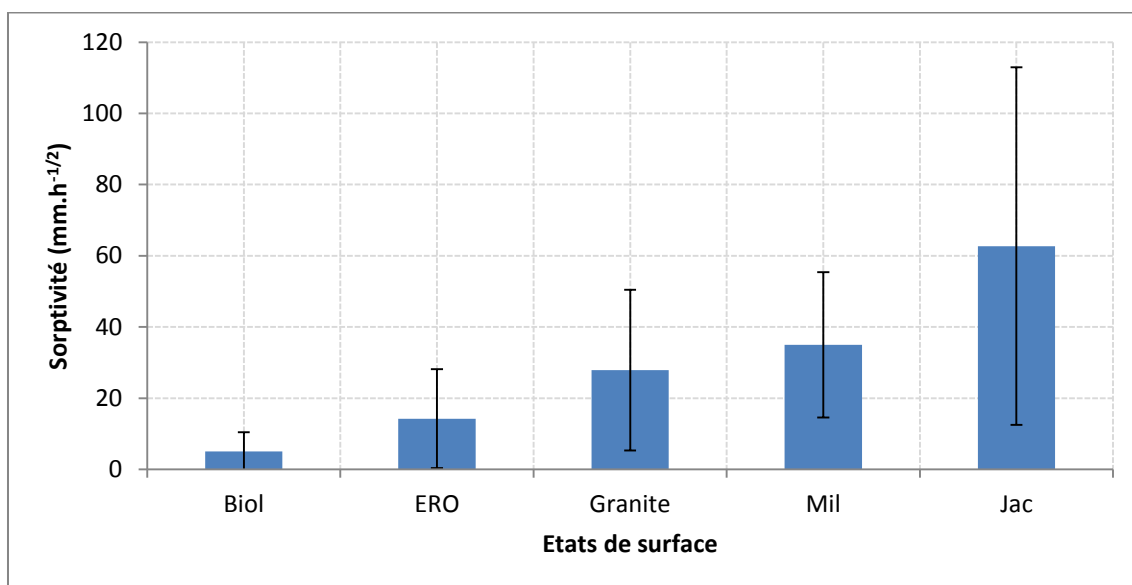


Figure 10. 15. La sorptivité moyenne des états de surface du site cristallin mesurée par infiltrométrie en temps court.  
 Le nombre de répétitions par état de surface est donné par le Tableau 10. 8.  
 Une barre d'erreur représente un écart type.

Cette Figure fait ressortir l'ordre croissant de la sorptivité par état de surface allant du plus faible sur BIOL au plus élevé sur ST (jachère). Ces valeurs impliquent que durant les premiers instants de l'infiltration, l'absorption de l'eau est plus importante sur ST (jachère) que les autres états de surface. Il est possible aussi que la faible sorptivité de l'état BIOL soit liée au caractère hydrophobe, ou au moins, non parfaitement mouillant, des croûtes biologiques.

Nous avons précédemment (§ 10.2.1.1. et 10.2.1.1.1) montré que la conductivité de ST (jachère) est relativement faible et le reste malgré le développement des herbacées durant la saison des pluies. Qu'est ce qui explique alors la sorptivité élevée sur cet état de surface ?

Le Tableau 10.9 regroupe les autres paramètres hydrodynamiques du site cristallin pour une pression d'eau imposée à 10 mm. On constate que la dimension du pore fonctionnel sur ST (jachère) est de l'ordre de 20  $\mu\text{m}$ . Cela veut dire qu'à la pression imposée, la dimension moyenne des pores actifs qui absorbent l'eau au début de l'infiltration est de cet ordre de grandeur. Cette dimension est bien de l'ordre des micro-organismes mais aussi des racelles des herbacées (Issoufou, com. Personnelle) qui se développent annuellement sur la jachère. Pour cet état de surface, une sorptivité élevée, couplée à une conductivité relativement faible et aux pores actifs de petites dimensions caractérisent un sol à porosité vésiculaire composé d'un nombre important de pores de petite dimension. L'importance numérique de ces pores accroît la sorptivité mais la conductivité reste faible à cause de la faible dimension de ces pores.

Sur un site sédimentaire, Vandervaere (1995) a obtenu, pour une succion imposée de 10 mm, une sorptivité de l'ordre de 45.6 mm/ $\sqrt{h}$ , valeur qui est légèrement inférieure à la nôtre.

Sur la surface cultivée, la sorptivité est relativement moyenne. Celle-ci, adjointe aux autres propriétés de cet état de surface, fournies par le Tableau 10.9, traduisent les caractéristiques d'une surface constituée de pores actifs de plus grande dimension se trouvant partiellement en surface (d'où une sorptivité moyenne) et qui sont très probablement bien connectés les uns aux autres, justifiant ainsi la valeur élevée de la conductivité.

La sorptivité obtenue sur cette surface est faiblement supérieure à celle rapportée par Vandervaere (1995) sur un site sédimentaire. Par contre, elle est comparable à celle mesurée par Vauclin & Chopart (1992) (38 mm/ $\sqrt{h}$ ) sur un sol gravillonnaire cultivé (récemment labouré) de la Côte d'Ivoire.

Pour la croûte biologique, la valeur 1900  $\mu\text{m}$  de  $\lambda_m$  est aberrante en jugeant sa valeur par rapport au rayon maximal de pores calculé par la loi de Jurin (Equation 5.15). La durée du temps gravitaire et la sorptivité sont faibles à cause probablement de sa faible mouillabilité. Cet état de surface possède, à bien des égards, des caractéristiques physiques difficiles à dégager sur la base des propriétés ici calculées. Ces actions et réactions varient non seulement en fonction des sols qu'il surmonte, mais aussi de certaines variables d'état (teneur en eau, matière organique...) (Malam Issa, communication personnelle). On retrouve donc, comme dans le cas du site sédimentaire, un état BIOL difficile à caractériser complètement.

*Tableau 10. 9. Récapitulatif des variables hydrodynamiques déterminées sur le site cristallin. Les teneurs en eau initiales moyennes données dans ce Tableau correspondent aux moyennes de mesures in situ quotidiennes par état de surface.*

Etat de surface	$\theta_{ini}$ moyen	$\theta_{fin}$ moyen	K_Surface (mm/h)	K_Sub-surface (mm/h)	S (mm/ $\sqrt{h}$ )	$\lambda_c$ (mm)	$\lambda_m$ ( $\mu\text{m}$ )	T_grav (min)
Biol	0.091	0.364	13	58	5	4	1900	9
Ero	0.109	0.355	11	66	14	39	184	92
Cult. (Mil)	0.101	0.397	38	108	35	59	122	50
ST (Jac)	0.094	0.362	21	119	63	392	18	559



La dimension macroscopique ( $\lambda_c$ ) est calculée par la résultante des Equations 6.2 et 6.17 mettant en lien le potentiel d'écoulement et la sorptivité (Equation 10.1).

$$\lambda_c = \frac{bS^2}{\Delta\theta \cdot K} \quad (10.1)$$

La dimension du pore fonctionnel (longueur microscopique) est calculée par l'Equation 5.14. Le temps gravitaire, calculé par l'Equation 5.9, donne l'instant à partir duquel le terme gravitaire de l'infiltration emporte sur le terme capillaire, autrement dit, l'instant à partir duquel la conductivité devient prépondérante sur la sorptivité. On constate que ce temps est largement plus long sur ST (jachère) que les autres états de surface mais reste dans l'ordre de grandeur des temps gravitaires observés sur les sols sableux qui est de l'ordre d'heures d'après Vandervaere (1995). Ce temps relativement long sur ST (jachère) est lié à la sorptivité élevée mesurée sur cet état de surface.

Quelle est l'importance relative des termes gravitaires et capillaires des sols étudiés ?

#### 10.2.1.2.2 Poids des termes gravitaire et capillaire des sols étudiés

Vandervaere *et al.* (2000b) ont introduit une relation théorique (Equation 10.2) permettant de calculer une sorptivité optimale en temps court donnée par l'expression :

$$Sop = \sqrt{\frac{r\Delta\theta \cdot A}{\gamma}} \quad 10.2$$

où  $r$  est le rayon du disque [L],  $\Delta\theta$  est l'écart d'humidité volumique et  $A$  le terme gravitaire de l'Equation de Philip (Equation 5.24) qui est liée à la conductivité hydraulique.  $\gamma$  est une constante prise égale à 0.75.

Cette relation permet de situer un sol dans un des trois domaines suivant selon l'ordre de  $S$  par rapport à  $Sop$  :

- ✓ un domaine gravitaire si  $S < Sop$ . La conductivité est forte vis-à-vis des effets capillaires, elle sera bien déterminée ;
- ✓ un domaine capillaire latéral si  $S > Sop$ . La conductivité est faible vis-à-vis des effets capillaires, elle sera difficile à déterminer ;
- ✓ un domaine capillaire vertical si  $S = Sop$ . La conductivité a un poids équivalents à celui des effets capillaires latéraux.

La Figure 10.16 donne la situation des états de surface du site cristallin de notre étude. Sur cette Figure, les points compris entre 7 et 10 (représentés en rouge) et situés en deçà de la droite correspondant au  $r = 40$  mm appartiennent au domaine capillaire latéral, soit, tous les états de surface à l'exception de BIOL qui appartient au domaine gravitaire à cause probablement de son hydrophobie limitant l'absorption de l'eau au début de l'infiltration (d'où une sous-estimation possible de la sorptivité).

Pour les autres états de surface, il apparaît que la capillarité latérale est plus importante que le terme gravitaire de l'infiltration. Ceci semble être confirmé par la durée relativement longue (cf. temps gravitaire, Tableau 10. 9) qu'il faut attendre pour que le terme gravitaire (conductivité) soit l'élément moteur de l'infiltration sur lesdits états de surface.

Ceci justifie a posteriori l'utilisation pour nos sites de la tensio-infiltrométrie monodimensionnelle plutôt que l'infiltrométrie classique axisymétrique qui aurait posé des problèmes d'imprécision de mesure de K.

Par ailleurs, en considérant une durée moyenne d'atteinte du régime permanent d'infiltration de 120 min (soit 2 heures) lors des essais in situ, les valeurs calculées de temps gravitaire confirment l'établissement dudit régime sauf sur ST (jachère) où le temps gravitaire est de l'ordre de 9 heures.

Ces résultats diffèrent de ceux rapportés par Vandervaere (1995) sur le site sédimentaire (représentés par les "sols Hapex\_1993" sur la Figure 10.16) où le terme gravitaire est plus important que le terme capillaire (pour un rayon de disque  $r = 125$  mm), autrement dit, l'effet de la conductivité est significativement plus élevé que l'effet latéral de la sorptivité.

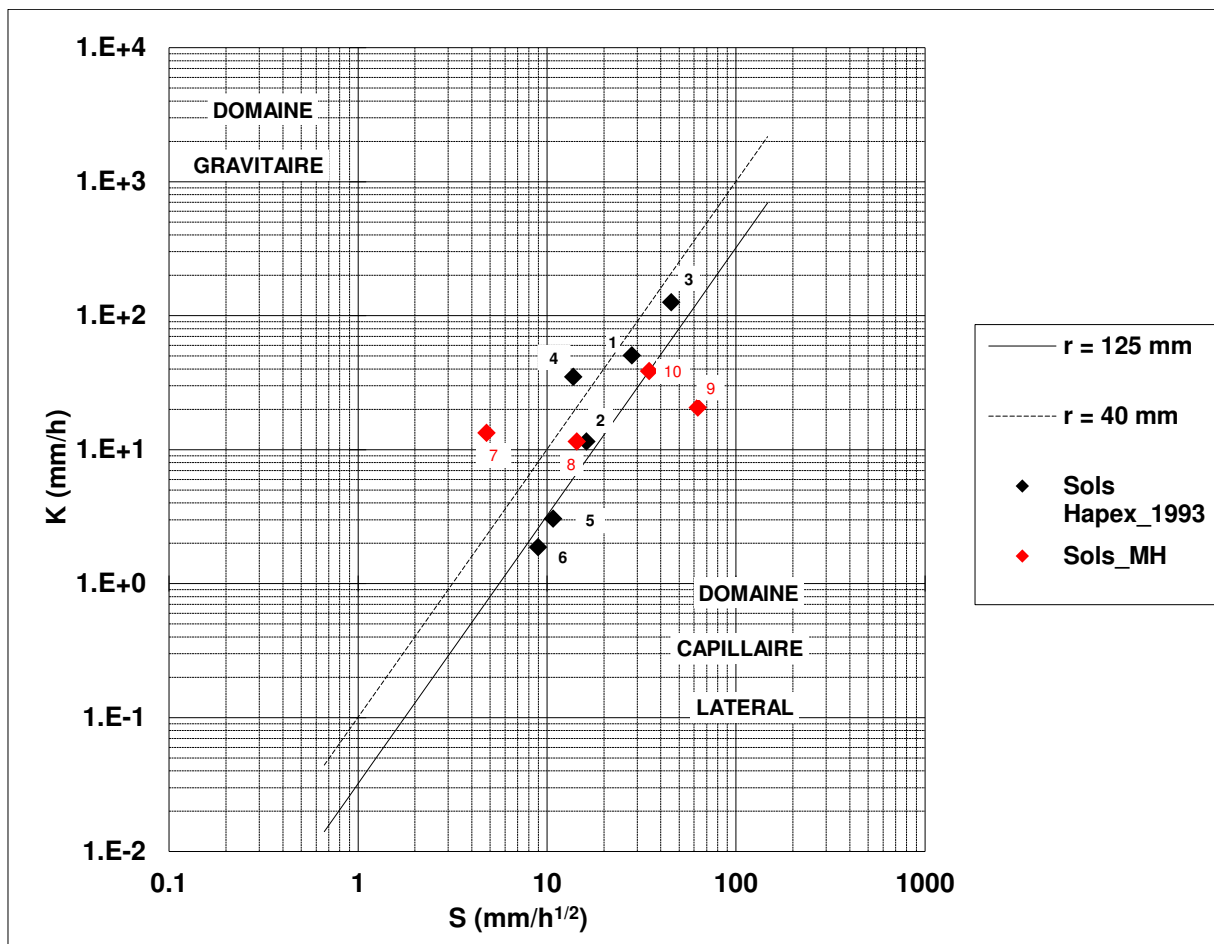


Figure 10. 16. Poids des termes gravitaire et capillaire des sols étudiés. Les numéros correspondant aux sols étudiés sont définis dans le Tableau 10.10. Les sols de 1 à 6, étudiés par Vandervaere (1995), sont reportés à titre de comparaison.

Tableau 10. 10. Valeurs de  $K$  et  $S$  mesurées in situ pour quelques états de surface.  
Les mesures N<sup>os</sup> 1 à 6 sont effectuées par Vandervaere (1995) et N<sup>os</sup> 7 à 10 durant ce travail.

Etat de surface du sol		S (mm/ $\sqrt{h}$ )	K (mm/h)
Mil (-10 mm)	1	28.2	50.4
Mil (-100 mm)	2	16.2	11.5
Jachère (-10 mm)	3	45.6	126.0
Jachère (-100 mm)	4	13.8	34.9
croûtes ST	5	10.8	3.06
croûtes SED	6	9.0	1.8
Biol (-10 mm)	7	5	13.3
ERO (-10 mm)	8	14	11.5
ST_jachère (-10 mm)	9	63	20.5
Cultural_Mil (-10 mm)	10	35	38.5

### 10.2.1.3. Etude comparée de l'hydrodynamique ponctuelle en zones cristalline et sédimentaire

#### 10.2.1.3.1. La conductivité hydraulique

L'analyse comparée de la conductivité en zones cristalline et sédimentaire (Figure 10.17) suggère les remarques suivantes :

- ✓ sur l'état de surface ERO la valeur de conductivité hydraulique est du même ordre de grandeur en zones cristalline et sédimentaire ;
- ✓ la conductivité de la croûte biologique mesurée sur le site cristallin vaut près du triple de celle mesurée en zone sédimentaire ; inversement, la conductivité de ST (jachère) du site sédimentaire est double de celle du site cristallin.

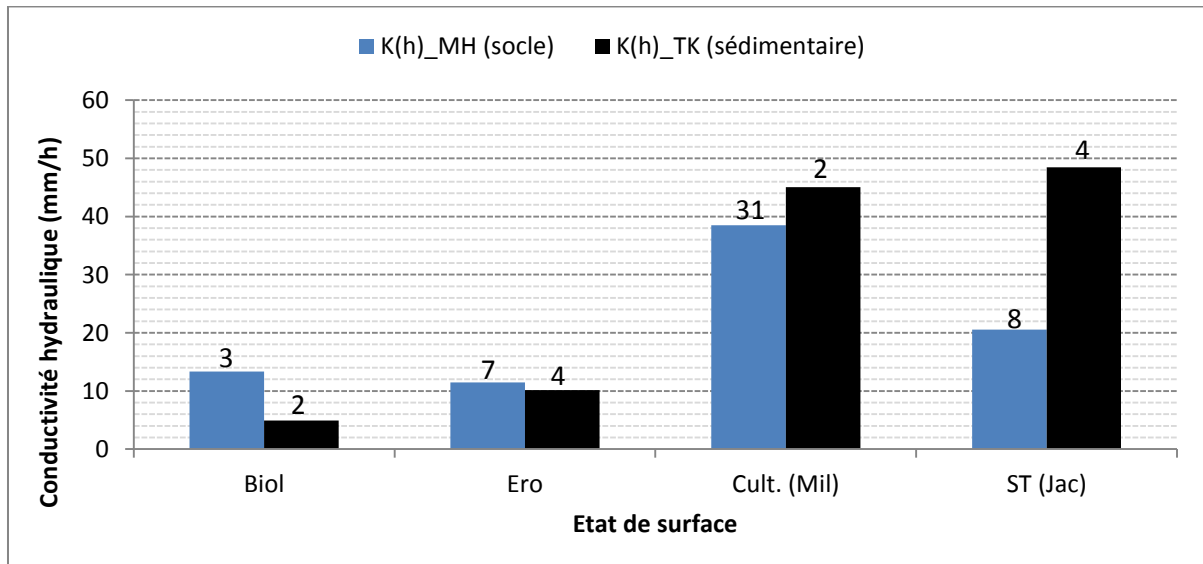


Figure 10. 17. Comparaison de la conductivité hydraulique des états de surface des sites cristallin (bleu) et sédimentaire (noir).

Les conductivités hydrauliques représentées dans ce graphique sont déterminées en surface pour une succion imposée à 10 mm,  $K(h = -10 \text{ mm})$  pour les deux sites.

Le nombre de répétitions des essais est donné au dessus des colonnes.

## Comment interpréter les remarques sus mentionnées ?

La cause exacte des similitudes ou différences des conductivités mesurées en zone cristalline et sédimentaire n'est, malheureusement, pas clairement élucidée dans ce travail. Toutefois, quelques éléments probables d'explication sont ci-dessous interprétés. La cause semble résulter de la conjugaison de plusieurs facteurs.

- La différence de méthodes de mesure : bien que les conductivités comparées sont toutes mesurées à la même pression (-10 mm) en zones cristalline et sédimentaire, les méthodes ayant permis de les déterminer sont différentes. Sur le site sédimentaire, la conductivité est déterminée par infiltrométrie à disque tandis que sur le site cristallin, elle est mesurée par la tensio-infiltrométrie. Les mesures d'infiltration effectuées par l'infiltrométrie à disque permettent d'obtenir une grandeur de conductivité correspondant à l'épaisseur de la colonne du sol humectée durant les mesures. Cette méthode intègre alors la couche de surface et celle de sub-surface. La conductivité qui en résulte est donc une conductivité intégrée et équivalente à ces couches. Celle-ci va donc, logiquement, être supérieure (si  $K_{\text{sub\_surface}} > K_{\text{surface}}$  comme c'est le cas généralement) à celle mesurée par la tensio-infiltrométrie où la conductivité de surface est distincte de celle de la sub-surface grâce aux réponses des tensiomètres. Ceci se justifie sur les états de surface ST (jachère) et Cultural (champ).
- L'influence de la texture du sol : lors des mesures d'infiltration, nous prélevons deux échantillons du sol afin de déterminer les teneurs en eau initiale et finale sur chaque point de mesure. Ces échantillons, prélevés en surface (entre 0-3 cm sur le site cristallin et entre 0-5 cm sur le site sédimentaire), sont analysés au granulomètre laser en vue de comparer la texture granulométrique des sols des sites cristallin et sédimentaire. Il ressort, selon la nomenclature texturale de l'USDA (United State Department of Agriculture), que les sols des deux sites sont sableux. Les sols du site cristallin tendent, toutefois, vers le limono-sableux, BIOL et ERO notamment (Figure 10.18). Sur les 2 sites, les échantillons sont souvent unimodaux avec des modes situés dans le sable fin sur socle et dans le sable moyen sur bassin sédimentaire. La Figure 10.18 représente les textures moyennes des échantillons prélevés par état de surface sur les deux sites. Sur ce graphique, on constate que la texture des états de surface ST (jachère) et Cultural (champs) est partout sableuse. Cette uniformité de texture est due au fait que les éléments constituant les croûtes superficielles sont très mobilisables par des agents atmosphériques et peuvent de ce fait être autochtones ou allochtones à une formation donnée. Ceci ne permet donc pas d'expliquer la différence de conductivité hydraulique de l'état ST (jac) en zones cristalline et sédimentaire.

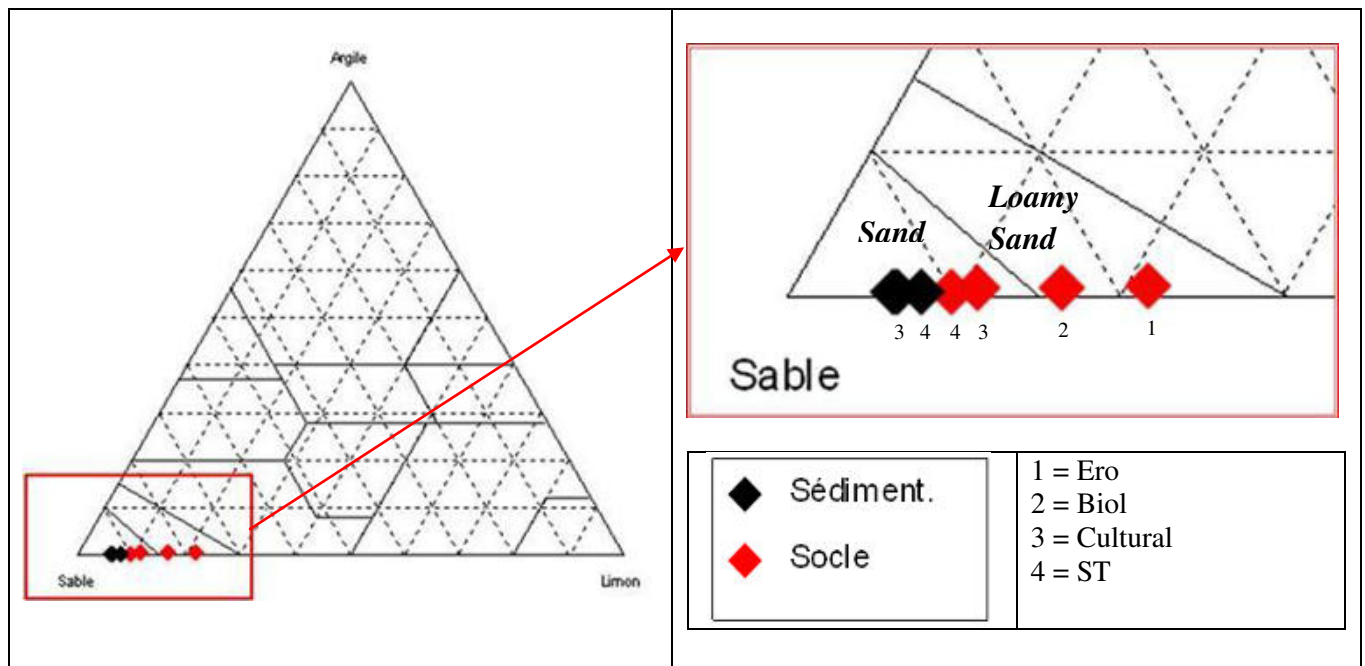


Figure 10. 18. Classement des échantillons des sols sur le triangle de texture USDA

- La représentativité des mesures réalisées : le nombre de répétitions de mesures d'infiltration effectuées en zone sédimentaire est relativement limité, en particulier sur BIOL (2 essais) et ST (jachère, 4 essais) où les conductivités sont significativement différentes de celles du site cristallin. Les valeurs issues de ces mesures peuvent, par conséquent, être peu représentatives. Il importe de préciser, en outre, que l'état ST (jachère) du site sédimentaire est essentiellement du type ST3 (croûte structurale à 3 micro-horizons) tandis que sur le site cristallin, les types ST1 et ST2 sont plus dominants. Ceci expliquerait, au moins en partie, la différence de conductivité sur ST (jachère) en zone cristalline et sédimentaire. Quant à la croûte BIOL, Malam Issa *et al.* (2011) ont montré que le comportement des croûtes biologiques diffère selon que celles-ci soient sur la croûte ERO ou sur la croûte ST. Situées sur la croûte ERO, les croûtes biologiques augmentent le ruissellement tandis qu'elles le diminuent si elles surmontent les croûtes ST. Dans tous les cas, la valeur de conductivité mesurée sur BIOL est bien dans l'ordre de grandeur de conductivité sur les surfaces encroûtées.

Globalement, nous retenons que l'écart de conductivité observé sur ST (jachère) en zones cristalline et sédimentaire peut s'expliquer d'une part, par la méthode utilisée qui joue sur l'épaisseur échantillonnée et, d'autre part, éventuellement par la variabilité des micro-horizons des états ST (jac).

Qu'en est-il des autres propriétés hydrodynamiques ?

#### 10.2.1.3.2. Les autres propriétés hydrodynamiques du sol

Nous rappelons que nous n'avons pas pu déterminer la sorptivité sur le site sédimentaire de par l'utilisation de la méthode MP. Néanmoins, nous avons utilisé les sorptivités calculées par Vandervaere (1995) sur le site sédimentaire pour les comparer à celles déterminées sur le site

cristallin (cf. Tableau 10. 10). Nous retenons de cette comparaison que les sorptivités des états de surface du site cristallin sont plus importantes que celles du site sédimentaire. Ces valeurs élevées, adjointes aux temps gravitaires élevées indiquent que la sorptivité capillaire est une propriété aussi importante à déterminer que la conductivité hydraulique pour comprendre l'hydrodynamique sur le site cristallin.

Le Tableau 10.11 résume les dimensions caractéristiques de l'infiltration déterminées en zones cristalline et sédimentaire.

*Tableau 10. 11. Comparaison des dimensions caractéristiques de l'infiltration sur socle et bassin sédimentaire.*

*Ces dimensions sont calculées pour une succion d'eau imposée en surface de 10 mm.*

EdS	$\lambda_c$ (mm)		$\lambda_m$ ( $\mu\text{m}$ )	
	Socle	sédimentaire	Socle	sédimentaire
Biol	4	5	1900	1500
Ero	39	125	184	58
Cult. (Mil)	59	218	122	33
ST (Jac)	392	187	18	39

On constate, pour les deux sites, que les dimensions du pore fonctionnel ( $\lambda_m$ ) sont plus faibles sur les surfaces soumises aux pratiques culturales (ST et Cultural) avec toutefois des valeurs plus grandes en zone du socle qu'en bassin sédimentaire à l'exception du ST. Ceci est dû aux valeurs plus élevées de sorptivité et au poids important du terme capillaire de l'infiltration observés en zone cristalline (cf. Figure 10. 16).

En définitive, nous retenons des mesures d'infiltration que malgré la différence de méthodes sur les deux sites, les conductivités mesurées sur les états de surface du site sédimentaire sont vraisemblablement plus élevées que celles du site cristallin, comme c'est justement le cas sur ST (jac) et Cultural (champ). On observe en revanche une quasi égalité de conductivité sur ERO tandis que sur BIOL elle est plus faible sur le site sédimentaire. Par ailleurs, l'utilisation de la tensio-infiltrométrie en 1D sur le site cristallin a permis d'avoir des conductivités K (-10) que l'on n'aurait pas obtenus avec précision en 3D axisymétrique (domaine capillaire latéral). Enfin, le suivi hydrodynamique des surfaces cultivées a permis de montrer que la conductivité décroît d'un facteur de plus de 10 selon le cumul de pluie observé après le sarclage. Ce dernier accroît à court terme la perméabilité du sol mais tend à long terme à le dégrader puisque la conductivité de la surface cultivée devient plus faible que celle de la jachère et plus proche de celles des croûtes.

### **10.2.2. Les propriétés hydrodynamiques déterminées par la simulation de pluies (avec le saturomètre)**

Le Tableau 10.12 récapitule la répartition des 272 simulations effectuées sur les différents états de surface du site cristallin à l'aide du saturomètre conçu pour notre étude.

Tableau 10. 12. Répartition des essais de simulation de pluies par état de surface. L'état « Kori » correspond aux surfaces élémentaires constituant le lit des ravines. Il s'agit du sol sableux et de la surface d'affleurement du granite. Nous avons simulé la pluie pour déterminer les temps de saturation sur chacun de ces états.

Nous n'avons pas effectué des essais sur la croûte gravillonnaire CG à cause justement des graviers qui reflètent au contact des gouttes de pluie et qui gênent l'observation de la saturation.

	Nombre de simulations de pluies	Gamme d'intensité moyenne appliquée (mm/h)
BIOL	38	13 à 174
ERO	35	6 à 68
ST (jac)	71	16 à 283
Cult (champ)	60	19 à 307
Granite	32	9 à 81
Kori	36	174 à 894
<b>Total</b>	<b>272</b>	

Dans notre travail, la simulation de pluie a pour objectif, *in fine*, de déterminer la conductivité hydraulique et la sorptivité capillaire par l'application inverse de l'Equation 5.8. Les mesures directes consistent à déterminer le temps de saturation des proportions caractéristiques (10, 25, 50, 75, 90 et 100 %) de la surface humectée qui est de 30 cm \* 30 cm. Pour chaque état de surface, ce temps est fonction de l'intensité appliquée et, éventuellement, des conditions d'humidité initiale du sol. Il est souvent difficile d'observer la saturation effective de la parcelle, en particulier sur les états ST (jac) et Cultural (champ). Les temps de saturation sont naturellement croissants avec le pourcentage choisi. Ugarte (2011) et Vandervaere *et al.* (soumis) ayant travaillé avec les temps correspondant à 90 % de saturation, nous retenons ce taux également et analysons donc seulement les temps de saturation de 90 % de la parcelle pour toutes les intensités appliquées. Dans la suite, Ts sans autre précision désignera le temps au bout duquel 90 % de la surface est saturée.

Donc on se propose d'analyser seulement les temps de saturation de 90 % de la parcelle pour toutes les intensités appliquées.

#### 10.2.2.1. Effet de la teneur en eau initiale sur le temps de saturation

Pour faire ressortir l'effet de la teneur en eau initiale, nous représentons les temps de saturation par classe d'humidité sur la Figure 10.19. Cette Figure laisse constater que la teneur en eau est assez peu discriminante. Le temps de saturation reste curieusement peu sensible à la teneur en eau initiale. Cependant, on se souvient que les valeurs de sorptivité capillaire (paramètre en principe dépendant de l'humidité initiale) trouvées par infiltrométrie sont finalement assez dispersées et peu sensibles à  $\theta_i$  (Figure 10. 14) Il est donc assez cohérent de retrouver ici le peu d'effet de la teneur en eau initiale sur la dynamique d'infiltration. Sur le Kori, la tendance est néanmoins visible et va dans le sens attendu : le temps augmente lorsque l'état initial est plus sec. Sur ERO, la tendance est peu nette mais inverse de la précédente, ce



qui peut être le signe de problème de mouillabilité (comportement hydrophobe avec les états initiaux secs). Sur les autres états, on ne constate pas de dépendance avec  $\theta_i$ .

### 10.2.2.2. Temps de saturation selon les états de surface

On remarque (Figure 10.19) que sur la croûte BIOL, plus de 60 % des valeurs de  $T_s$  sont inférieures à 3 min pour des intensités comprises entre 15 et 30 mm/h ; sur la croûte ERO, plus 80 % des valeurs de  $T_s$  sont inférieures à 2 min ( $20 < I_p < 40$  mm/h). Ces surfaces encroûtées seaturent donc en un temps très court. L'enjeu de la caractérisation se trouve en particulier au niveau des surfaces cultivées et en jachère où les temps de saturation vont de 10 à 15 min selon les surfaces élémentaires. En effet, les temps de saturation diffèrent selon les surfaces de type C1, C2 ou C3 sur les surfaces cultivées et de type ST1, ST2 ou ST3 sur les surfaces en jachère comme l'illustre la Figure 10.20.

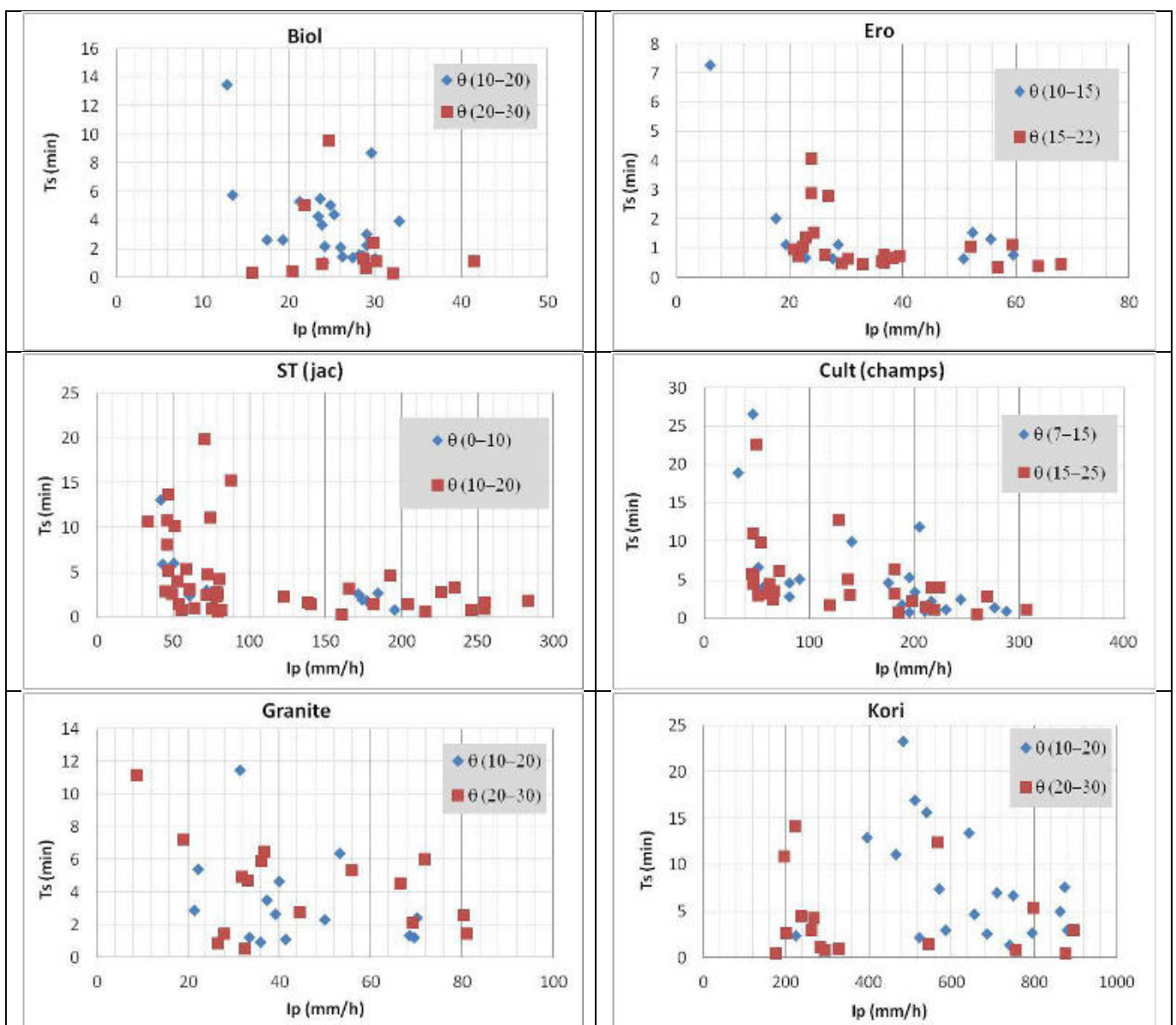


Figure 10. 19. Effet de la teneur initiale sur le temps de saturation sous pluies simulées.



*Les différents graphiques représentent le temps au bout duquel 90 % de la parcelle (900 cm<sup>2</sup>) est saturé.*

*En bleu : temps de saturation des simulations pour lesquelles la teneur en eau initiale est faible. En rouge : temps de saturation des simulations pour lesquelles elle est élevée.*

Pour illustrer la discrimination due aux types de surface élémentaires, nous représentons séparément sur la Figure 10.20 les temps de saturation des surfaces de type C1 et C2 (où la porosité est active) d'une part, et de type C3 (forte porosité vésiculaire) d'autre part pour la surface cultivée ainsi que les surfaces de type ST1 d'une part et de types ST2-ST3 d'autre part pour la surface en jachère. Nous rappelons (chapitre 3) que Casenave & Valentin (1989) caractérisent les surfaces cultivées en fonction de l'abondance de la porosité vésiculaire en surface. Une surface de type C1 est constituée de faible porosité vésiculaire (moins de 5 % de surface). Cela veut dire que cette surface a une grande porosité "active" qui favorise l'infiltration. Sur les surfaces cultivées, C1 correspond donc à l'état de surface remaniée récemment (par sarclage ou labour) et qui évolue ensuite vers la surface de type C2 (porosité vésiculaire comprise entre 5-30 % de la surface) et enfin vers C3 en fonction de cumul de pluie (qui fait lisser la surface au fur et à mesure). Cette dernière étape caractérise une surface dont la porosité vésiculaire dépasse 30 % de la surface, soit une surface à faible capacité d'infiltration.

Sur la jachère, la surface élémentaire de type ST1 se sature relativement plus vite que les surfaces des types ST2 et ST3, conformément aux attentes : à intensité égale, le temps de saturation est toujours inférieur sur la surface élémentaire de type ST1. Ces types ST1, ST2 et ST3 n'ayant pas été distingués pour les essais d'infiltrométrie, nous traiterons les états ST dans leur ensemble afin de pouvoir procéder à la comparaison des méthodes (infiltrométrie et saturométrie).

Sur la surface cultivée, le temps de saturation de la surface de type C3 (où la porosité vésiculaire est importante) est très nettement plus court que pour les types C1-C2. Lors des essais infiltrométriques, nous avons distingué des états de type cultural différents suivant le cumul de pluie reçu après sarclage. Nous allons donc ici traiter séparément les échantillons C1-C2, d'une part, et C3, d'autre part pour voir si nous retrouvons approximativement les conductivités hydrauliques minimale et maximale déterminées par infiltrométrie.

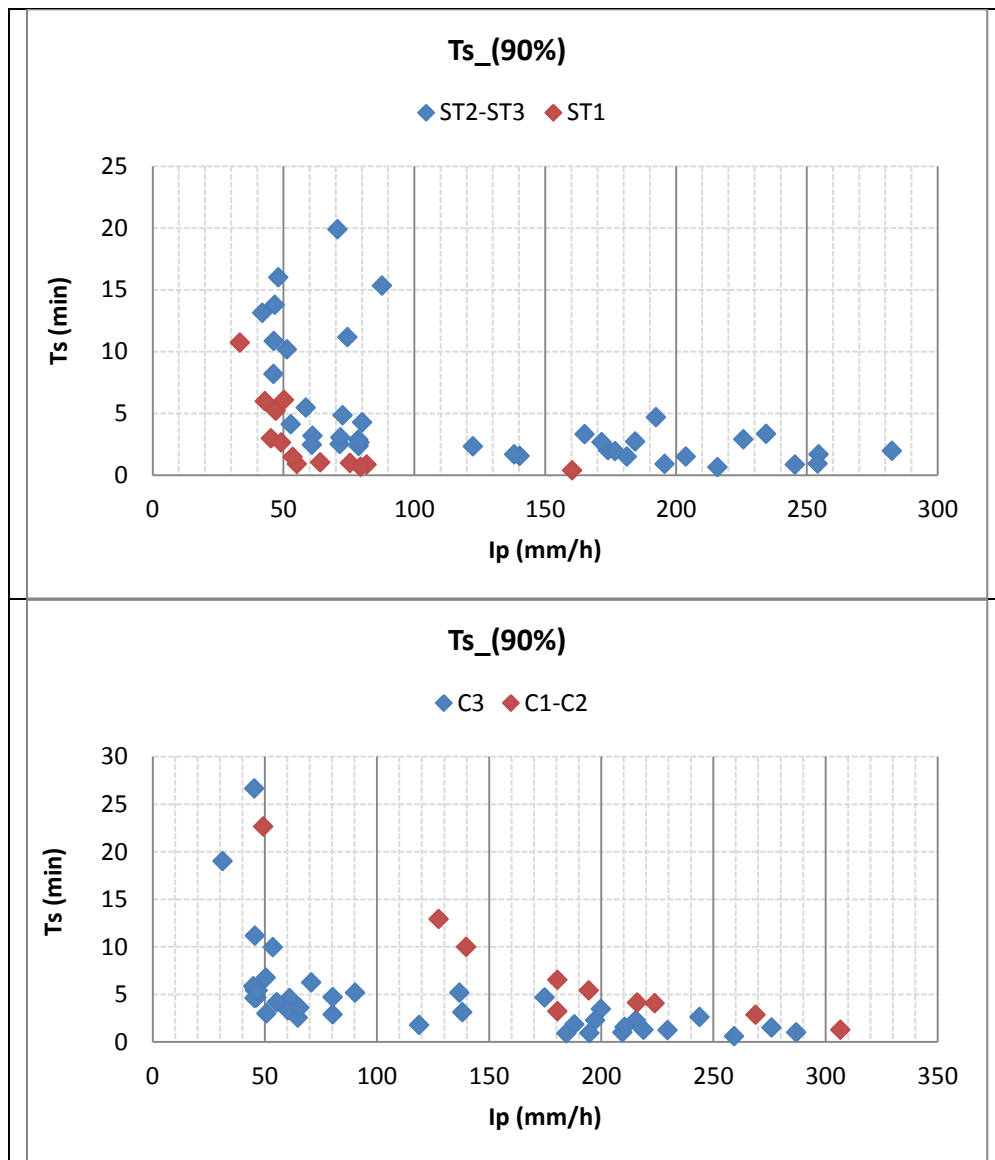


Figure 10. 20. Temps de saturation par type de surface élémentaire de la jachère et du champ cultivé.

### 10.2.2.3. Caractérisations par ajustement de la relation $T_s(I_p)$

Les ajustements de la relation  $T_s(I_p)$  sur les temps mesurés par simulation de pluie sont présentés sur les Figures 10.21 à 10.26. Il est assez délicat, voire difficile, de procéder à un ajustement non linéaire de type moindres carrés des relations de Boulier *et al.* (1987). La convergence n'est pas toujours obtenue bien que le nombre de degrés de liberté (deux) soit identique au nombre de paramètres à ajuster. De plus, en ne considérant que les points correspondant aux temps de saturation mesurés, il n'est pas possible de prendre en compte l'information, pourtant précieuse, des simulations (généralement de faible intensité) n'ayant pas abouti à la saturation du sol. Celles-ci sont illustrés par les barres verticales des Figures 10.23 à 10.25 pour les surfaces ST-Jac et Cult. Elles correspondent à un temps de saturation infini pour lequel le critère moindre carré n'est pas applicable.

Aussi, l'ajustement est-il fait manuellement de la manière suivante : on commence par rechercher une valeur de  $S$  (sorptivité capillaire) qui restitue les temps  $T_s$  aux intensités

moyennes et fortes, celles pour lesquelles le paramètre  $K_s$  joue peu puisque ce terme intervient par  $(I_p - K_s)$  dans les Equations 5.8 ; ensuite on recherche la valeur de  $K_s$  qui restitue les temps  $T_s$  aux intensités faibles. Si l'on y parvient ainsi, le couple  $(S ; K_s)$  est trouvé et relativement unique. Sinon, c'est que la forme du nuage de points n'obéit pas dans son ensemble à l'Equation 5.8. On privilégie alors arbitrairement telle ou telle partie du nuage. Les temps infinis (pas de saturation obtenue) sont traités comme des asymptotes.

La Figure 10.21 montre que, pour certaines surfaces, BIOL, cultivée (C1-C2) et Kori, l'ajustement est satisfaisant pour l'ensemble de la gamme d'intensités. Pour d'autres, ERO, ST-Jac et cultivée (C3), les temps de saturation ajustés sont inférieurs aux temps mesurés pour les fortes intensités. Ceci vient du choix de privilégier les temps les plus longs (faibles intensités) pour l'ajustement quand un choix était nécessaire dans la mesure où (i) ces points nous semblent de plus grande valeur expérimentale et (ii) ce sont eux qui conditionnent  $K_s$ . Il est possible que les temps expérimentaux courts (de l'ordre de la minute ou moins) soient surestimés du fait de propriétés différentes du premier mm de surface. Sur le plan théorique, il est possible également que les Equations de Boulier *et al.* (1987) deviennent non valides lorsque l'intensité de pluie  $I_p$  devient trop supérieure à  $K_s$ . Il s'agit là d'une piste de recherche à approfondir par des essais sur d'autres sites et d'autres types de sol.

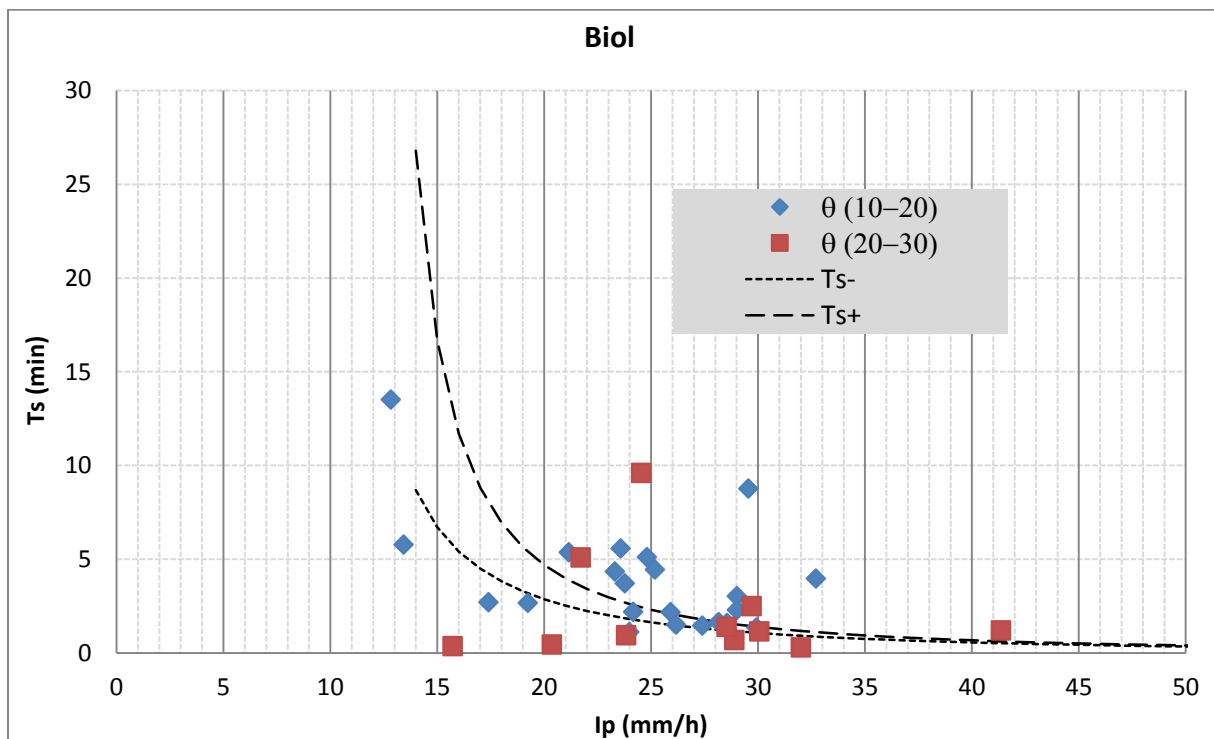


Figure 10. 21. Temps de saturation mesurés (points, selon l'humidité initiale) et ajustés (courbes) sur l'état BIOL.

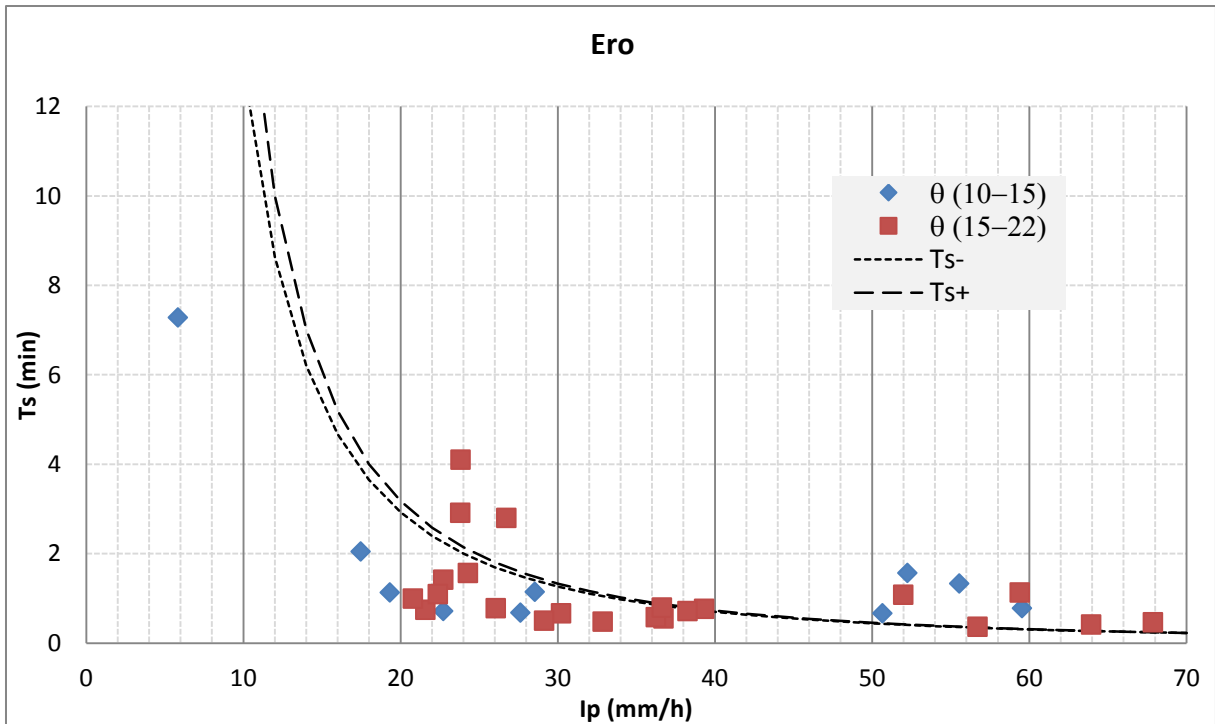


Figure 10. 22. Temps de saturation mesurés (points, selon l'humidité initiale) et ajustés (courbes) sur l'état ERO.

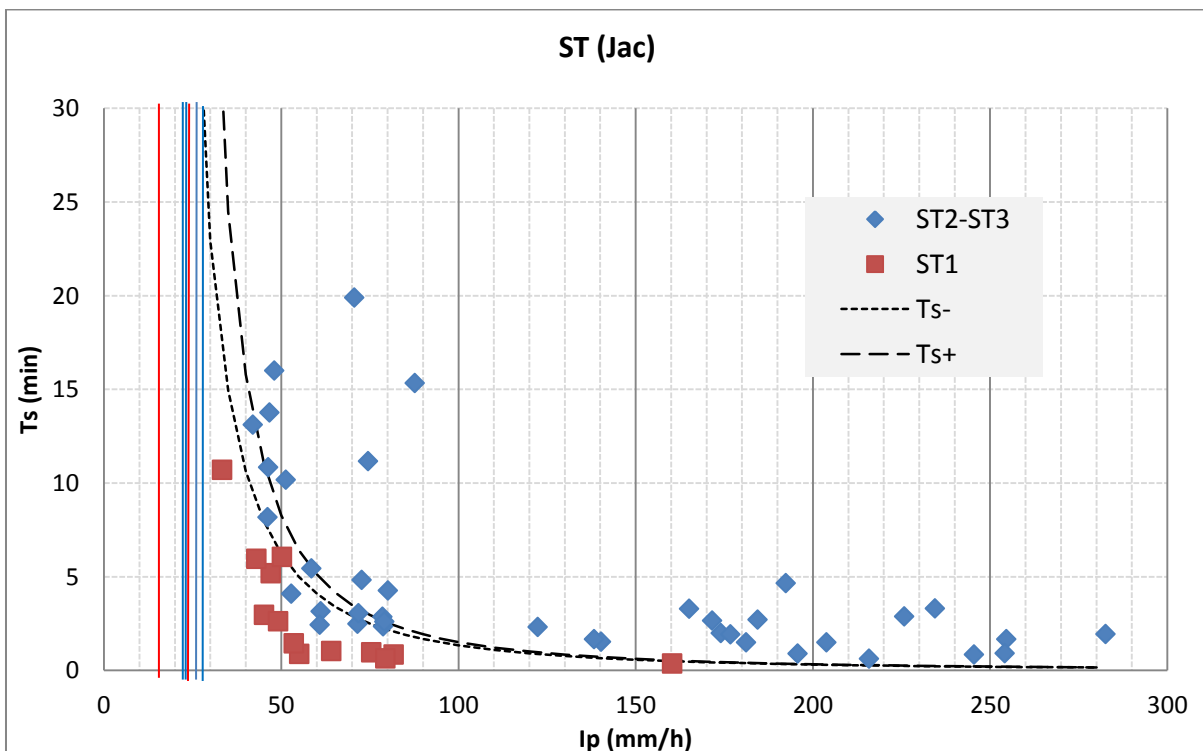


Figure 10. 23. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) sur l'état ST-Jac. L'ajustement concerne l'ensemble des points des deux types ST1 et ST2-ST3. Les barres verticales représentent les saturations non obtenues.

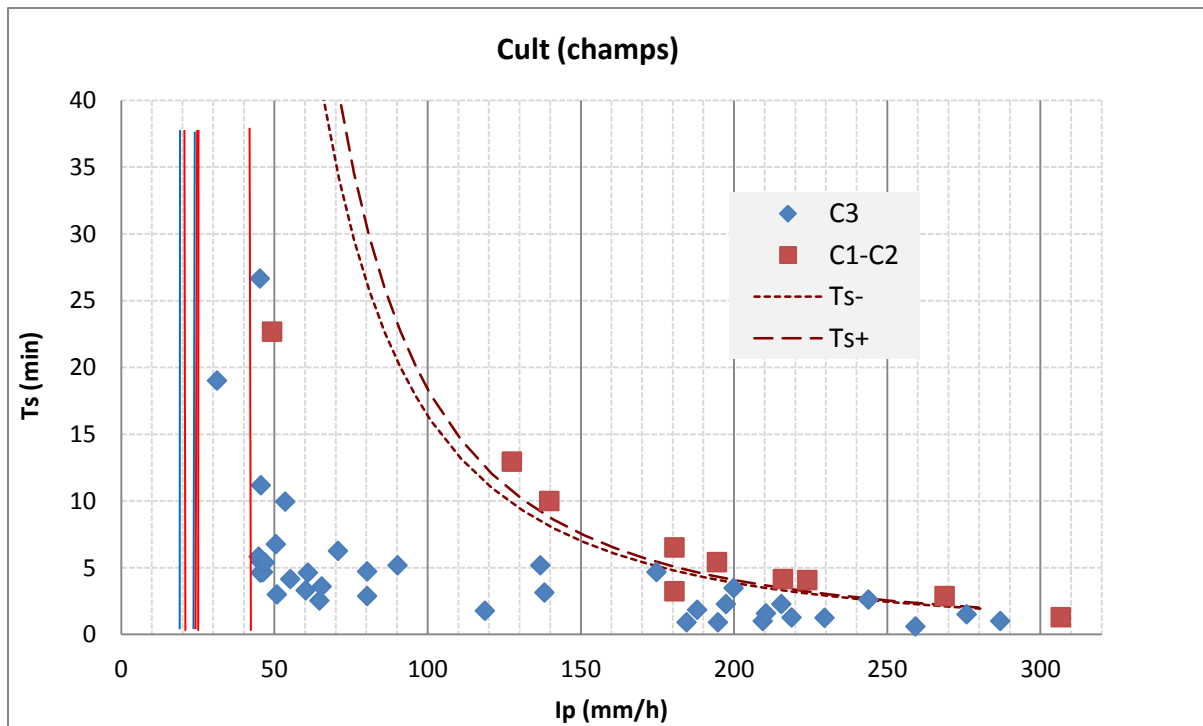


Figure 10. 24. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) sur l'état cultivé C1-C2. Les points correspondant à l'état C3 sont rappelés ici pour comparaison. Les barres verticales représentent les saturations non obtenues.

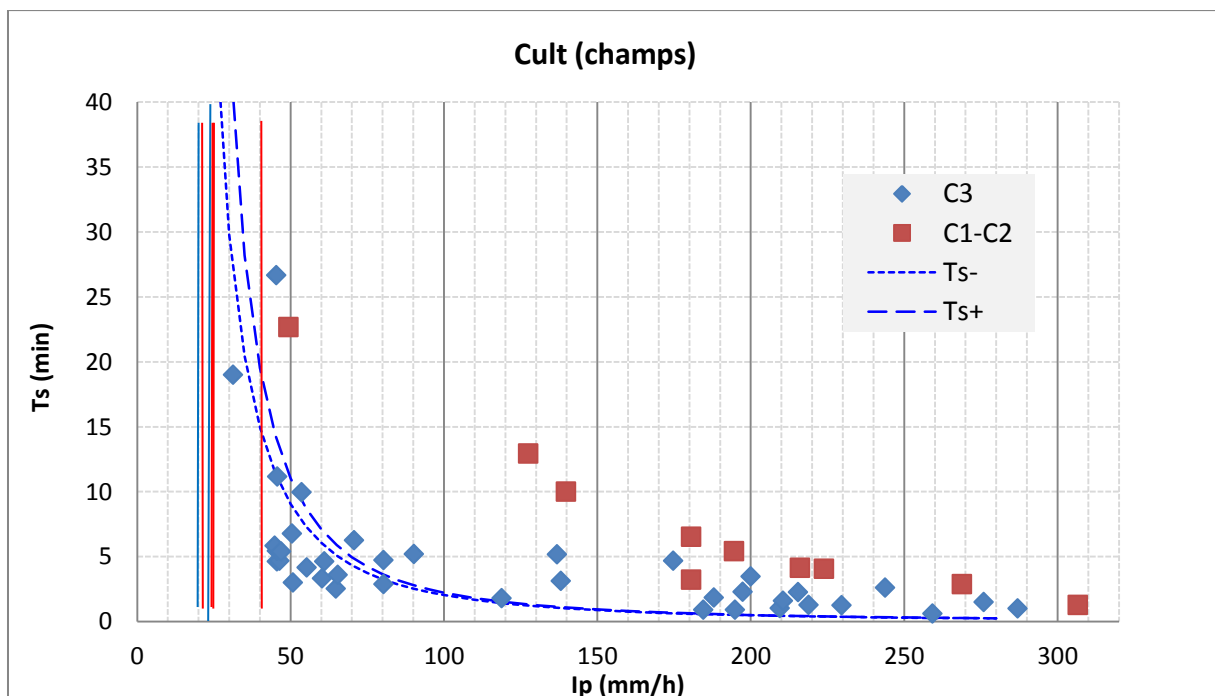


Figure 10. 25. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) sur l'état cultivé C3. Les points correspondant à l'état C1-C2 sont rappelés ici pour comparaison. Les barres verticales représentent les saturations non obtenues.

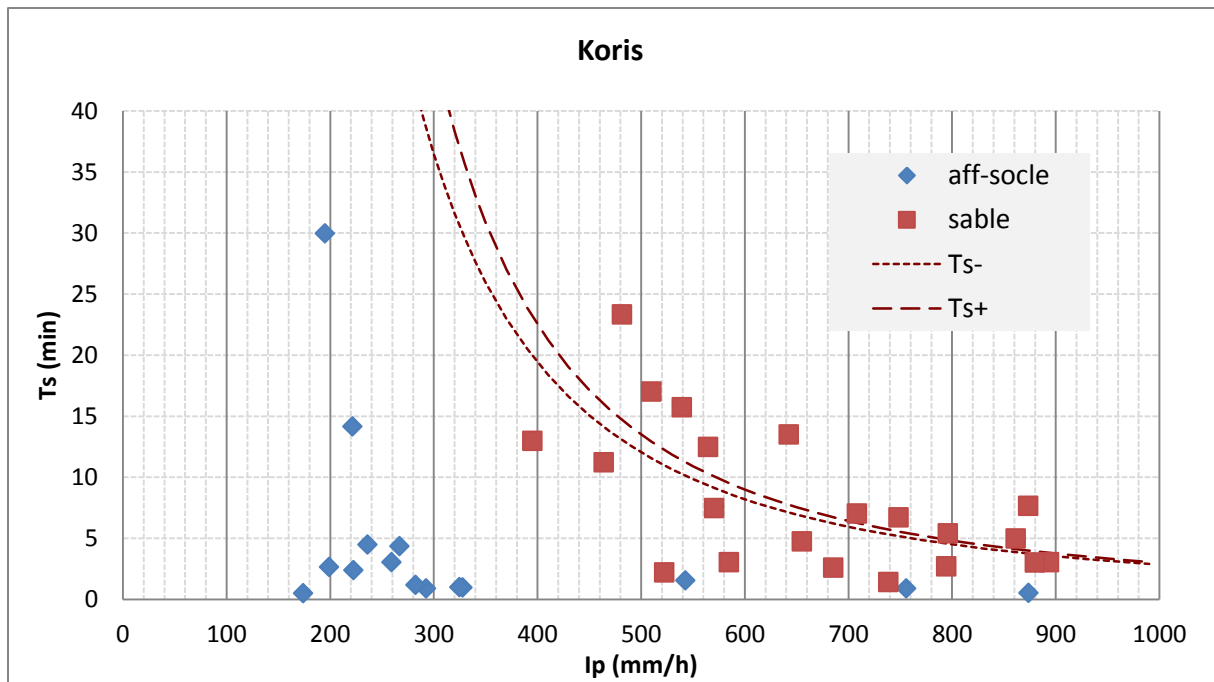


Figure 10. 26. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) des essais réalisés dans le kori.

L'ajustement ne concerne que l'état "sable" (points rouges) ; les temps obtenus sur l'état socle affleurant (losanges bleus) sont donnés ici uniquement pour comparaison.

Les valeurs de conductivité et de sorptivité obtenues sont bien dans l'ordre de grandeur des valeurs obtenues par infiltrométrie (Tableau 10.13). En ce qui concerne la conductivité  $K_s$ , celle-ci est parfaitement prédite pour la jachère (21 mm/h) et la croûte biologique (12-13 mm/h). Pour l'état cultivé, la conductivité est la moitié (16-20 mm/h) de celle obtenue par infiltrométrie (38 mm/h) mais on note que l'écart entre C1-C2 et C3 porte moins sur  $K_s$  que sur S. Il semblerait donc que pour l'état cultivé, la sorptivité capillaire soit un paramètre au moins aussi important que la conductivité pour prédire le temps de saturation de la surface. Pour ERO, l'écart est plus important (3 au lieu de 12 mm/h) mais s'explique par la forte différence d'épaisseur échantillonnée : les temps expérimentaux étant presque tous inférieurs à 3 min pour cet état, l'épaisseur échantillonnée n'est pas de 3 cm comme pour l'infiltrométrie mais de l'ordre de 2 à 3 mm. Ainsi, il n'est pas surprenant, connaissant l'épaisseur millimétrique des croûtes ERO de trouver une conductivité nettement plus faible si l'on ne moyenne pas jusqu'à 3 cm de profondeur.

En termes de sorptivité capillaire (Tableau 10.13), les écarts entre les deux méthodes sont plus importants (sauf pour le mil et la croûte BIOL) mais nous ne sommes pas ici en mesure de dire laquelle des deux méthodes donne le "bon" résultat. La valeur la plus faible est obtenue pour la croûte biologique (5 mm/h<sup>1/2</sup> par les deux méthodes) ce qui semble bien confirmer le caractère hydrophobe aux temps courts de cet état de surface. Dans les parties sableuses du kori (pour lesquelles nous n'avons pas de mesures par infiltrométrie), la conductivité ajustée atteint 100 mm/h et la sorptivité 300 mm/h<sup>1/2</sup>.

Tableau 10. 13. Comparaison des valeurs de conductivité et sorptivité obtenues par infiltrométrie et par saturométrie.

	Conductivité hydraulique (mm/h)		Sorptivité capillaire (mm/h <sup>1/2</sup> )	
	Infilrométrie	Saturométrie	Infilrométrie	Saturométrie
BIOL	13	12	5	5
ERO	11	3	14	6
ST (jac)	21	21	63	20
Cult (champs)	38	16 à 20	35	25 à 70
Kori (sable)	/	100	/	300

#### 10.2.2.4. Relation entre temps de saturation et temps d'apparition du ruissellement

Le temps de saturation du sol est souvent considéré comme le temps à partir duquel le ruissellement peut commencer dans le cadre d'un fonctionnement hortonien de saturation par le haut. En réalité, le temps de saturation  $T_s$  obtenu par l'application des équations de la physique du sol est distinct du temps  $T_r$  au bout duquel le ruissellement s'active réellement par un écoulement se produisant au dessus de la surface du sol. Les différences entre ces deux temps sont dues à la détention superficielle liée au micro relief (Nicolas, 2010) qui retarde le ruissellement ainsi qu'à la pente du sol qui l'accélère au contraire. Dans le cas d'une surface en forte pente, le ruissellement par percolation peut très bien être observé nettement avant que 90% de la surface soit saturée. Inversement, dans le cas d'une faible pente et d'un micro-relief fort, le ruissellement a plus de chances de se produire bien après la saturation de la surface. L'écart entre  $T_s$  et  $T_r$  est donc une information intéressante, quoiqu'assez difficile à modéliser. Dans le cas de nos sites sahéliens, à la fois la pente et le micro-relief sont plutôt faibles (sauf dans le cas du mil fraîchement sarclé). On peut donc s'attendre à des valeurs de  $T_r$  et  $T_s$  plutôt proches. Cependant, il faut garder à l'esprit que les valeurs de  $T_r$ , tout comme celles de  $T_s$  d'ailleurs, restent sujettes à l'appréciation de l'observateur. Les premiers instants où l'écoulement peut véritablement être distingué sont assez difficiles à établir de manière objective.

Sur la Figure 10.27, les valeurs de  $T_r$  issues des observations pendant les simulations sont portées en fonction des valeurs de  $T_s$  pour dix états de surface considérés (incluant les affleurements granitiques et le sable du kori). Les régressions passent, pour la plupart, assez près de l'origine et leurs pentes peuvent ainsi être interprétées comme un indice de supériorité ou infériorité de  $T_r$  par rapport à  $T_s$ . Les valeurs de ces pentes sont très variables, allant de 0.25-0.63 pour les affleurements granitiques à 1.78 pour la croûte ERO. C'est avec une certaine chance que l'on trouve une valeur moyenne de pente de 1.01 qui ferait dire que, globalement, le déclenchement du ruissellement semble à peu près synchrone de la saturation de surface à 90 %, au moins en ordre de grandeur. Cependant, l'écart-type de ces pentes (0.41) montre une grande dispersion qui incite à la prudence quant à l'interprétation de ces données. On se contentera de retenir que la mesure des temps de saturation de 90 % de la surface du sol

est un indicateur apparemment pertinent pour estimer le temps de déclenchement du ruissellement dans nos bassins.

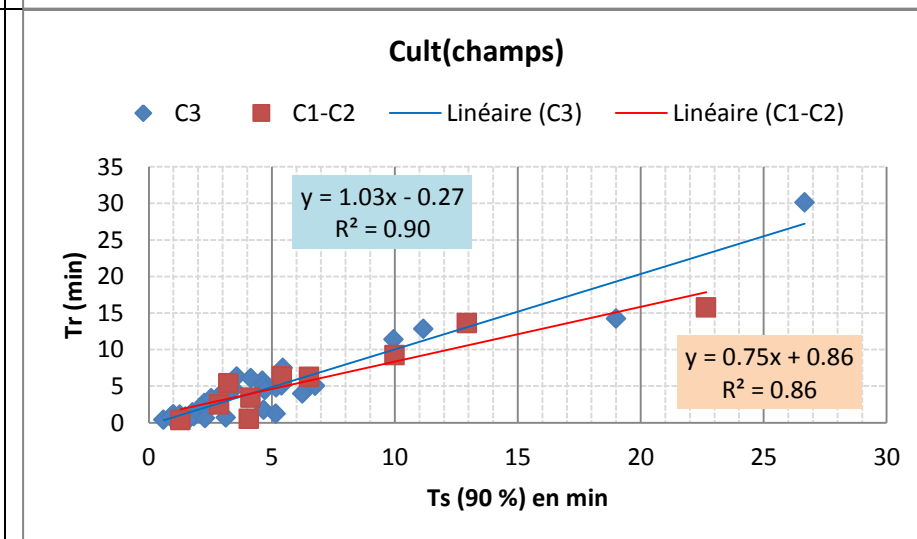
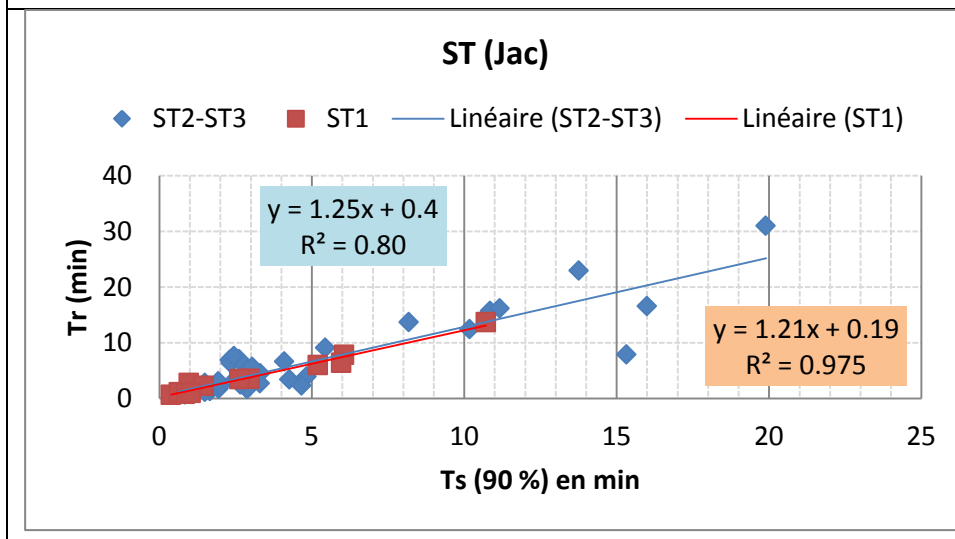
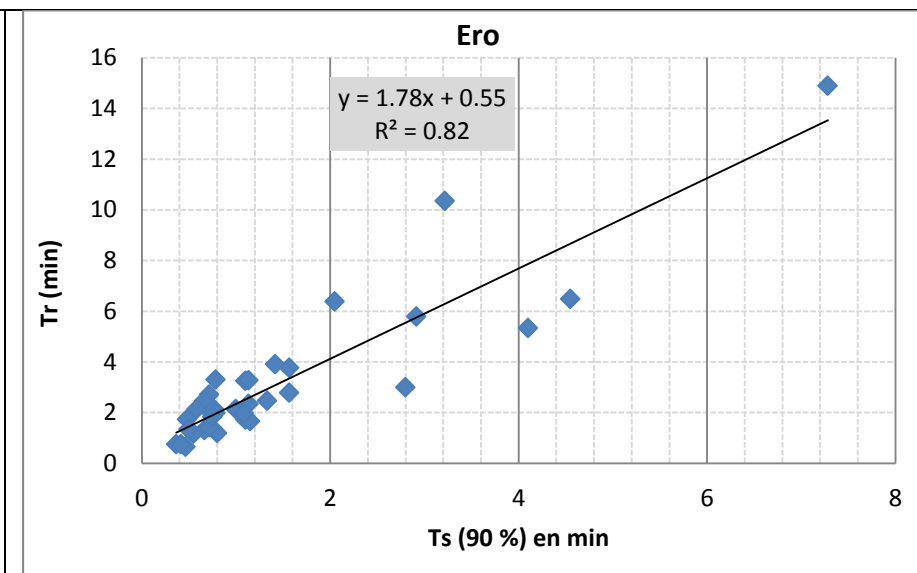
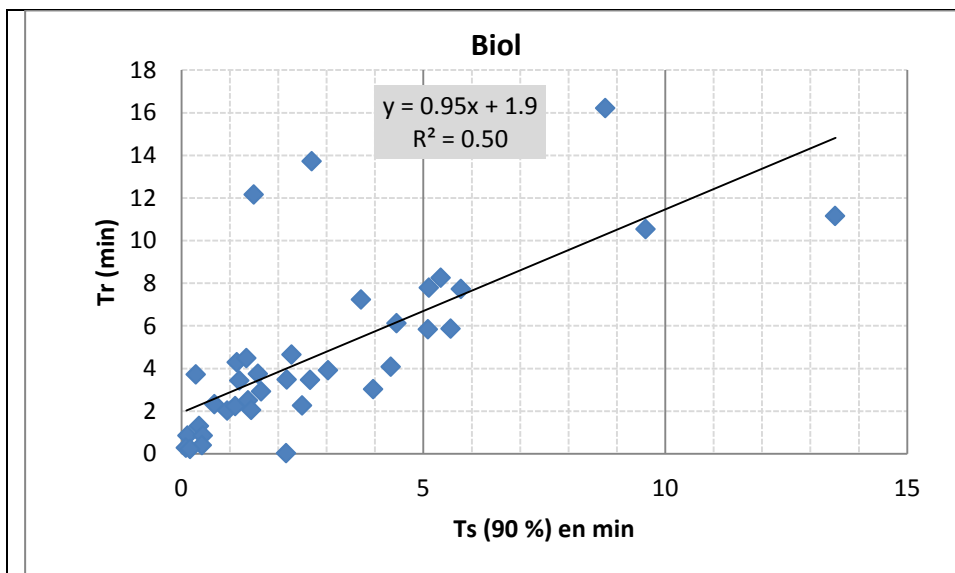
## **Conclusion**

Les propriétés hydrodynamiques des sols des sites sédimentaire (TK) et cristallin (MH) ont été mesurées à l'échelle ponctuelle par des méthodes différentes : infiltrométrie classique pour le site sédimentaire, tensio-infiltrométrie et simulations de pluie avec un saturomètre pour le site cristallin. Cette dernière méthode est employée pour la première fois in situ de manière importante sur un panel large d'états de surface (272 simulations effectuées) et donne des résultats très encourageants, plutôt cohérents avec les résultats obtenus par tensio-infiltrométrie. Les temps de saturation sous une intensité de pluie donnée sont très différents d'un état de surface à l'autre, ce qui montre bien le caractère discriminant de la méthode, même si la variabilité spatiale intra-état reste assez forte.

Les conductivités hydrauliques du site cristallin en surface sont du même ordre de grandeur que celles du site sédimentaire, sauf pour la croûte biologique où elle est plus grande et pour la jachère où elle est plus petite. Néanmoins, la méthode employée sur le site sédimentaire intègre une plus grande épaisseur de sol. Sur le site cristallin, les valeurs de conductivité de la couche de sol 3-6 cm sont de 3 à 6 fois plus élevée que celles obtenues en surface (0-3 cm). La sorptivité capillaire s'avère très variable d'un essai à l'autre et peu dépendante de l'humidité initiale, comme de nombreux processus que nous verrons dans les chapitres suivants. Il serait intéressant à l'avenir d'utiliser sur le site sédimentaire les mêmes méthodes que celles employées sur le site cristallin pour affiner nos comparaisons.

La conductivité mesurée de l'état cultivé s'avère très variable (de 120 à 10 mm/h) suivant le cumul de pluie reçu après sarclage. Ceci devra être pris en compte pour bien modéliser les ruissellements aux échelles supérieures. L'effet du sarclage effectué à sec ou en conditions humides est d'ailleurs différent, notamment en termes de persistance dans le temps.





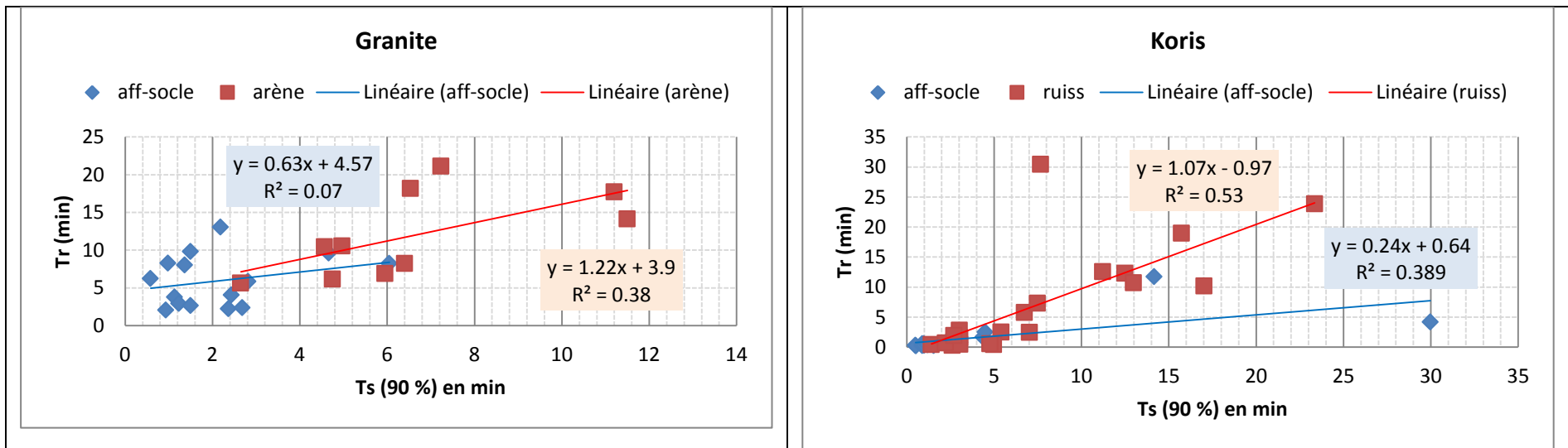


Figure 10. 27. Relations entre les temps de saturation et les temps du ruissellement observés sous simulation des pluies.

## Chapitre 11. Analyse du ruissellement en nappe mesuré sur les parcelles expérimentales

### *Introduction*

---

*Ce chapitre présente et compare le résultat des mesures du ruissellement effectuées en zones cristalline et sédimentaire à l'échelle des parcelles élémentaires. Après une critique des données, nous exposons puis analysons le ruissellement et la relation pluie lame ruisselée par site d'étude. La faible influence de l'humidité initiale (qui est supposée induire une variabilité spatiale) sur la production du ruissellement sur les deux sites, permet de comparer (sans biais) le ruissellement sur ces sites.*

---

### 11.1. Représentativité des données mesurées

Les données du ruissellement qui seront analysées dans ce chapitre sont collectées sur des parcelles expérimentales dont le choix d'emplacement a obéi aux critères visuels d'homogénéité spatiale. Ces critères visent à garantir la représentativité des données tant à l'échelle des états de surface qu'à celle du site d'étude. Nous rappelons que les parcelles sont implantées en répétition sur tous les états de surface identifiés par site d'étude. Les parcelles d'un état de surface donné réagissent-elles de manière identique dans les deux contextes ?

Les contrôles d'uniformité de réactions, réalisés a posteriori du choix des parcelles et des mesures nous donnent quelques éléments de réponse.

#### 11.1.1. Caractéristiques et homogénéité des parcelles du site cristallin

##### ➤ La pente et la microtopographie des parcelles

Un levé topographique des parcelles est effectué en 2011 juste après leur mise en place en vue de déterminer la pente et les irrégularités de chaque parcelle. Ainsi, des transects perpendiculaires à la pente de la parcelle sont établis et sur lesquels nous lisons avec un théodolite, tous les 20 cm, une hauteur (en mm) par rapport à un repère unique. Deux transects successifs sont écartés de 20 cm. La Figure 11.1 donne l'exemple du microrelief des trois parcelles du granite et le Tableau 11.1 fournit la pente des parcelles.

Tableau 11. 1. Pente (en %) des parcelles de ruissellement du site cristallin

Pente par Eds	PENTE Biol	PENTE ERO	PENTE ST_Jac	PENTE Cult_champs	PENTE Granite	PENTE CG
Parcelle 1	2.9	2.2	1.2	1.9	1.7	3.5
Parcelle 2	2.9	1.8	3	1.2	1.9	4
Parcelle 3	3.2	2	3.5	2.3	2.5	4.4
Parcelle 4	3					
<b>Moyenne</b>	<b>3</b>	<b>2</b>	<b>2.6</b>	<b>1.8</b>	<b>2</b>	<b>4</b>
<b>Ecart type</b>	<b>0.12</b>	<b>0.19</b>	<b>1.2</b>	<b>0.6</b>	<b>0.4</b>	<b>0.4</b>

D'une manière générale, on constate que les pentes sont faibles quel que soit l'état de surface et que les écarts types sont également faibles par état de surface sauf sur ST (jac) où il est relativement élevé. L'écart de pente des parcelles d'un même état de surface n'est donc pas pénalisant.

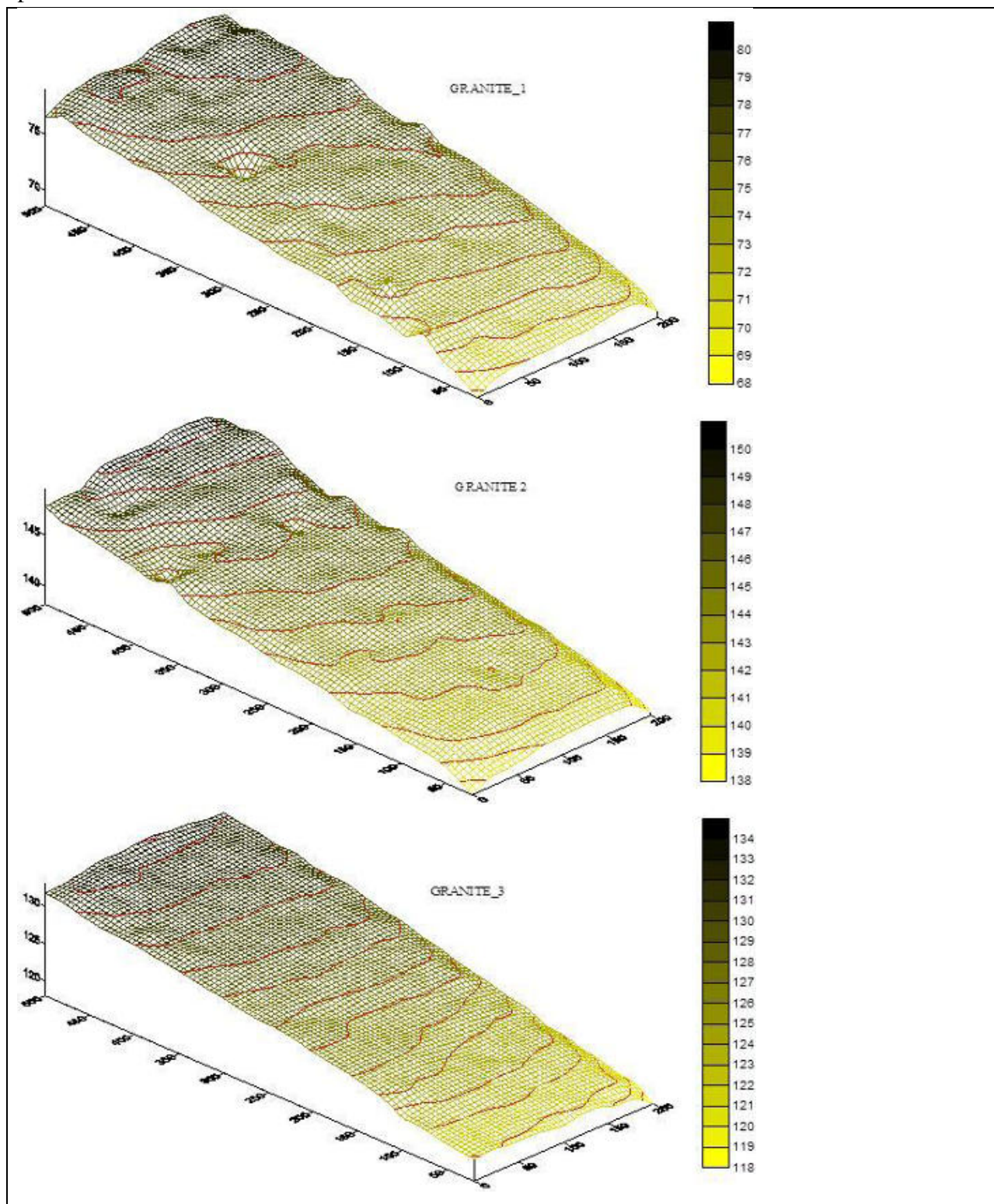


Figure 11. 1. Microtopographie des parcelles expérimentales installées sur Granite à titre d'exemple

➤ **L'homogénéité des données par parcelle et par année**

Pour vérifier l'homogénéité des données des différentes parcelles d'un même état de surface, nous représentons les lames ruisselées des trois années de mesure par parcelle et par état de surface sur un même graphique. Nous considérons que les données sont identiques si les nuages des points représentant les lames ruisselées en fonction des pluies se répartissent de manière homogène et se mélangent sans distinction de parcelle. La Figure 11.2 donne l'exemple des parcelles de Granite (cf. Annexe B pour les autres états de surface).

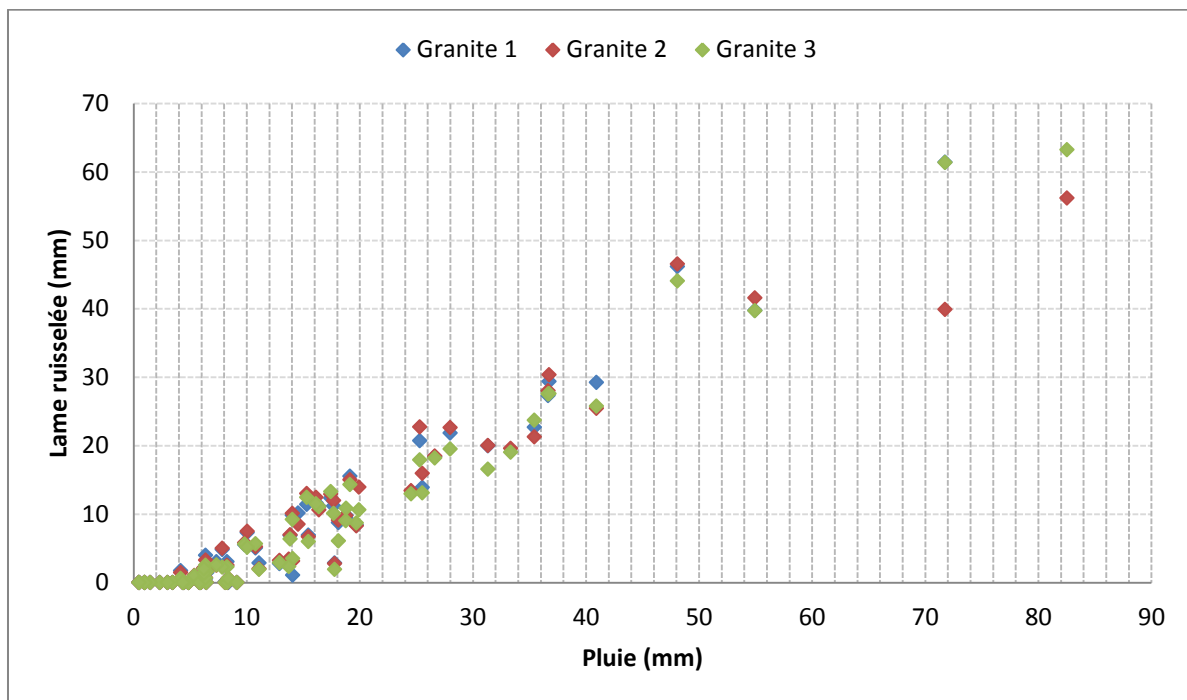


Figure 11. 2. Exemple d'homogénéité des lames ruisselées sur les différentes parcelles d'un même état de surface (ici parcelles de Granite).

Chaque couleur représente les lames ruisselées sur une parcelle durant les trois années (2011-2013) de mesure.

Cette Figure laisse constater que les points sont répartis de manière homogène. Les grandeurs des lames ruisselées par pluie et par parcelle sont identiques. Les lames ruisselées sur le Granite 1 (représentées par la couleur bleue) sont invisibles car elles sont souvent masquées par les données des deux autres parcelles.

En admettant l'homogénéité des lames ruisselées des différentes parcelles, nous calculons les lames ruisselées par état de surface qui correspondent aux moyennes arithmétiques des lames issues des différentes parcelles.

Le contrôle d'homogénéité inter annuelle des lames ruisselées s'effectue en comparant les lames moyennes (précédemment calculées) par état de surface et par année. Nous représentons celles-ci sur un même graphique pour vérifier l'homogénéité des distributions en fonction de pluies.

La Figure 11.3 illustre la distribution inter annuelle des lames ruisselées sur l'état de surface de Granite.

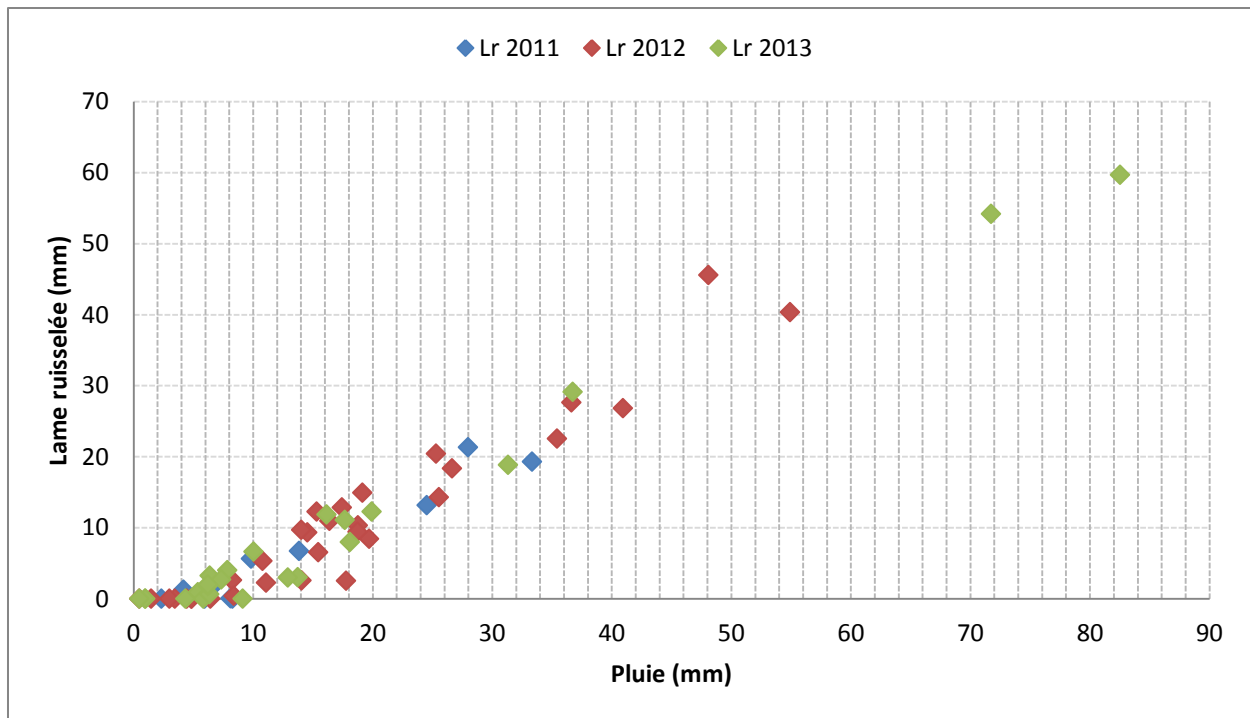


Figure 11. 3. Distribution inter annuelle (2011 à 2013) des lames ruisselées sur l'état de surface « Granite ».

En trois ans de mesures, les lames ruisselées se distribuent de manière homogène et laissent présager une relation assez linéaire avec la pluie.

Les résultats de ces contrôles graphiques (par parcelle, par état de surface et par année) sont par ailleurs confirmés par le test statistique de Wilcoxon. Ce test permet de comparer l'homogénéité des deux séries de mesures d'une variable quantitative (ici le ruissellement) effectuées sur un même sujet (état de surface) en comparant leurs médianes. C'est un test non paramétrique basé sur les rangs dont l'hypothèse nulle ( $H_0$ ) stipule que les séries testées ont la même médiane. Pour un seuil de significativité  $\varepsilon$  défini, l'hypothèse nulle ( $H_0$ ) est vraie si la probabilité (P-value) est supérieure à  $\varepsilon$ . La P-value est la probabilité de commettre une erreur, c'est-à-dire de rejeter à tort l'hypothèse nulle. Un seuil de significativité de 5 % signifie que le résultat observé a moins de 5 % de chances d'être obtenu par hasard. Lorsque la P-value est inférieure à  $\varepsilon$ , l'hypothèse est rejetée. Dans ce cas, les deux séries de la variable sont considérées non identiques. Le Tableau 11.2 résume le résultat de ce test sur les lames ruisselées par parcelle sur les trois années de mesures pour un seuil de significativité  $\varepsilon$  de 5 %.

D'après ce résultat, les lames ruisselées sur les parcelles d'un même état de surface sont toutes identiques, à l'exception du couple BIOL 3-BIOL 4 et de Granite 3 par rapport aux deux autres parcelles de Granite. Une vérification de données a permis de constater que les différenciations résultent souvent de la pluie. Les pluies trop faibles génèrent le ruissellement sur seulement une partie des parcelles d'un même état de surface. Dans ce cas, un simple écart d'un millimètre de lame ruisselée (1 mm sur une parcelle et 2 mm sur l'autre par exemple) entraîne un facteur élevé d'erreur alors que dans les faits cet écart n'est pas significatif. En tout état de cause, nous admettons, conformément au test de contrôle graphique, que les lames

ruisselées sur les parcelles d'un même état de surface sont toutes homogènes et représentatives du site.

Tableau 11. 2. Résultat de test de Wilcoxon appliqué aux lames ruisselées (Melé Haoussa). Ce test est appliqué sur les lames ruisselées (2011-2013) par parcelles d'un état de surface.

Mesure 1	Mesure 2	P-Value	Résultat (5 %)
Biol_1	Biol_2	0.73	Accepté
Biol_1	Biol_3	0.45	Accepté
Biol_1	Biol_4	0.11	Accepté
Biol_2	Biol_3	0.75	Accepté
Biol_2	Biol_4	0.08	Accepté
Biol_3	Biol_4	0.07	<b>Rejeté</b>
CG_2	CG_3	0.06	Accepté
CG_2	CG_1	0.41	Accepté
CG_3	CG_1	0.28	Accepté
ERO_3	ERO_2	0.34	Accepté
ERO_3	ERO_1	0.37	Accepté
ERO_2	ERO_1	1	Accepté
Granite_1	Granite_3	0	<b>Rejeté</b>
Granite_1	Granite_2	0.83	Accepté
Granite_3	Granite_2	0	<b>Rejeté</b>
Jac_1	Jac_3	0.91	Accepté
Jac_1	Jac_2	1	Accepté
Jac_3	Jac_2	0.93	Accepté
Mil_1	Mil_3	0.9	Accepté
Mil_1	Mil_2	0.17	Accepté
Mil_3	Mil_2	0.1	Accepté

### 11.1.2. Caractéristiques et homogénéité des parcelles du site sédimentaire

#### ➤ La pente et la microtopographie des parcelles

Le relevé topographique est ici effectué à l'aide d'un DGPS (GPS différentiel) en 2007 (Le Breton, 2012). Le Tableau 11.3 présente la pente moyenne et l'écart type par état de surface.

Tableau 11. 3. Pente (en %) des parcelles de ruissellement du site sédimentaire

Pente par Eds	PENTE Biol	PENTE ERO	PENTE ST_Jac	PENTE Cult_champs
Parcelle 1	7	5.3	6.4	3
Parcelle 2	4.8	5.5	6.8	4.2
<b>Moyenne</b>	<b>6</b>	<b>5.4</b>	<b>6.6</b>	<b>3.6</b>
<b>Ecart type</b>	<b>1.6</b>	<b>0.1</b>	<b>0.3</b>	<b>0.8</b>

Source : Le Breton (2012).

Les pentes sont relativement plus fortes que celles rapportées précédemment sur le site cristallin. Toutefois, l'écart de pente des parcelles d'un même état de surface reste faible.

➤ **L'homogénéité des données par parcelle et par année**

Le contrôle graphique d'homogénéité des lames ruisselées par paire de parcelles fait ressortir une distribution relativement homogène sur trois des quatre états de surface de ce site. Les parcelles de ST\_jac présentent visuellement une distribution non identique. Pour une pluie donnée, le ruissellement est souvent plus élevé sur la parcelle ST\_Jac1 que ST\_Jac2 (Figure 11.4).

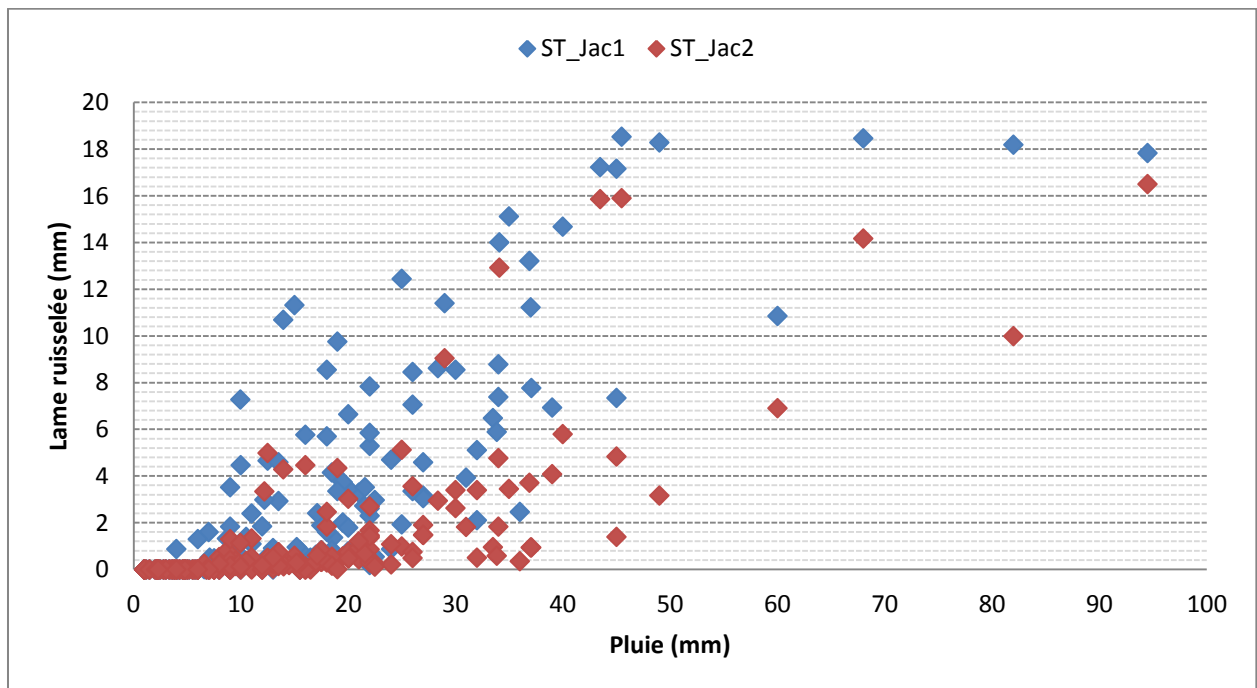


Figure 11. 4. Exemple d'hétérogénéité des lames ruisselées sur les différentes parcelles d'un même état de surface (ici ST-jac).

Le test de Wilcoxon rejette l'hypothèse d'homogénéité des lames ruisselées issues des deux parcelles de ST (jac) tandis qu'il la valide sur les autres états de surface. Le faible ruissellement observé sur la parcelle ST\_jac2 s'explique vraisemblablement par la présence d'un dépôt sableux accumulé sous forme de nebka autour d'un arbuste (*Guiera senegalensis*) se trouvant à proximité du partiteur et qui est susceptible d'accroître l'infiltration. La présence des combrétacées est très caractéristique des surfaces en jachère sur ce site. De ce fait, nous considérons que les réponses des deux parcelles de ST (jac) restent bien représentatives des caractéristiques des états de surface de jachère. En conséquence, nous calculons la lame ruisselée de ST (jac) en faisant la moyenne arithmétique des lames issues de ces deux parcelles.



## 11.2. Ruissellement par état de surface

### 11.2.1. Ruissellement et relation pluie lame ruisselée sur le site cristallin

Les parcelles de mesure du ruissellement étant implantées en répétition, nous déterminons la lame ruisselée représentative par état de surface en calculant la moyenne arithmétique des lames ruisselées issues des parcelles dudit état. Ainsi, l'obtention de la lame ruisselée moyenne permet de calculer le coefficient de ruissellement moyen par état de surface en appliquant l'Equation 8.14.

La Figure 11.5 donne les coefficients moyens obtenus par état de surface.

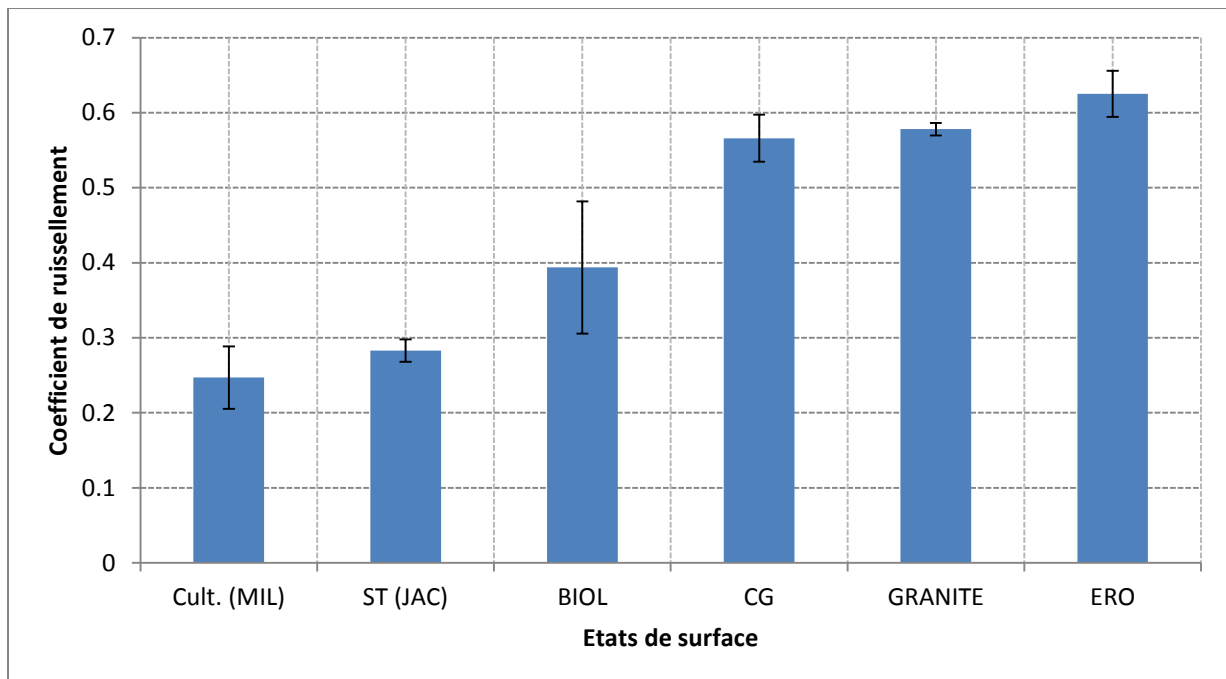


Figure 11. 5. Coefficient de ruissellement moyen par état de surface sur le site cristallin. Ces coefficients sont obtenus en rapportant la somme des lames ruisselées moyennes par état de surface sur la pluie enregistrée de 2011 à 2013. Les nombres d'événement sont donnés dans le Tableau 11. 4. Les barres d'erreur représentent les écarts types (débiaisés) entre les parcelles (3 ou 4) d'un état de surface.

La surface cultivée présente le coefficient de ruissellement le plus faible. Bien que ce coefficient ne soit pas négligeable (25 % de la pluie), sa relative faiblesse repose la problématique d'encroûtement des sols qu'entraîne la mise en culture des sols. Comment admettre dans ce cas que la mise en culture d'un sol entraîne son encroûtement ?

D'une manière générale, le coefficient de ruissellement mesuré sur une surface cultivée cache certaines contradictions relatives à la méthode de calcul et aux pratiques culturales.

- ✓ En calculant le coefficient de ruissellement moyen ( $Cr_m$ ) par la méthode  $Cr_m = \sum Cr_i / N$  (avec  $Cr_i$  le coefficient de ruissellement par pluie et  $N$  le nombre d'événement) on attribue un même poids aux événements ayant ruisselé avant et après le sarclage (ainsi qu'un même poids aux forts et aux petits événements). Or les réponses diffèrent comme le montre la régression liant la pluie à la lame ruisselée avant et après le sarclage (Figure

11.6). Les coefficients de ruissellement des pluies qui suivent le sarclage sont faibles (voire nuls) et tendent, en conséquence, à minimiser le Kr moyen par rapport à celui qui est calculé en faisant la somme des lames ruisselées sur la somme des pluies, comme dans notre cas (cf. Equation 8.14). Dans le 1<sup>er</sup> cas ( $Cr_m = \sum Cr_i/N$ ), nous obtenons un coefficient moyen de 0.17 sur la surface cultivée contre 0.25 avec la 2<sup>ème</sup> méthode (celle utilisée dans ce travail). La méthode de calcul de Kr utilisée dans ce travail est cependant sensible au rapprochement entre les sarclages. Si l'écart de cumul de pluie entre le 1<sup>er</sup> et le 2<sup>ème</sup> sarclage est faible, la somme des lames ruisselées reste relativement faible. Elle est potentiellement plus élevée si l'écart entre les deux sarclages est important. En effet, en accord avec le résultat présenté dans le chapitre 10 (§10.2.1.1.2), le sarclage reste sans effet sur l'infiltration dès qu'un cumul de pluie de l'ordre de 70 mm est atteint après sa réalisation. Et, à partir de cet instant, la surface cultivée est susceptible de ruisseler comme la jachère, et même davantage (tendant vers le ruissellement mesurée sur ERO) si le cumul de pluie augmente. Donc, si le 2<sup>ème</sup> sarclage est effectué dans la limite des 70 mm de pluies cumulées après le 1<sup>er</sup> sarclage (cf. 1<sup>er</sup> cas sur la Figure 11.7), il diminue le ruissellement en cassant les croûtes superficielles. Par contre, si celui-ci est retardé, le ruissellement augmente au fur et à mesure que le cumul de pluie s'éloigne des 70 mm (2<sup>ème</sup> cas sur la Figure 11.7). Cette description, illustrée par la Figure 11.7 concorde avec le rapport de Mamadou (2012) qui notifie que plus le sarclage est retardé, plus le Kr tend à augmenter à l'échelle de la parcelle. Sur le site de Melé Haoussa par exemple, le 2<sup>ème</sup> sarclage intervient après un cumul moyen (en 2012 et 2013) de l'ordre de 130 mm de pluie enregistrée après le 1<sup>er</sup> sarclage. De ce fait, sur les 63 événements pluvieux observés entre 2011 et 2013, 35% ont un coefficient de ruissellement > 0.25, 29 % ont un coefficient > 0.30 ; 22 % ont un coefficient > 0.35 et 16 % ont un coefficient de ruissellement > 0.40. Le coefficient maximal observé sur cette surface est de 0.58.

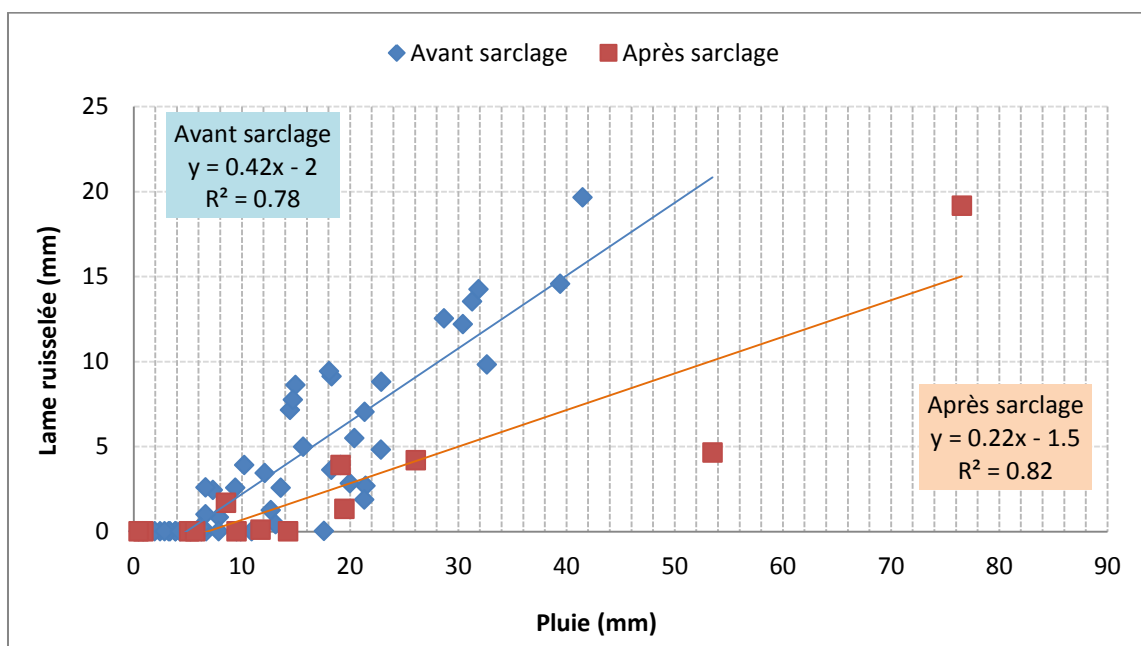
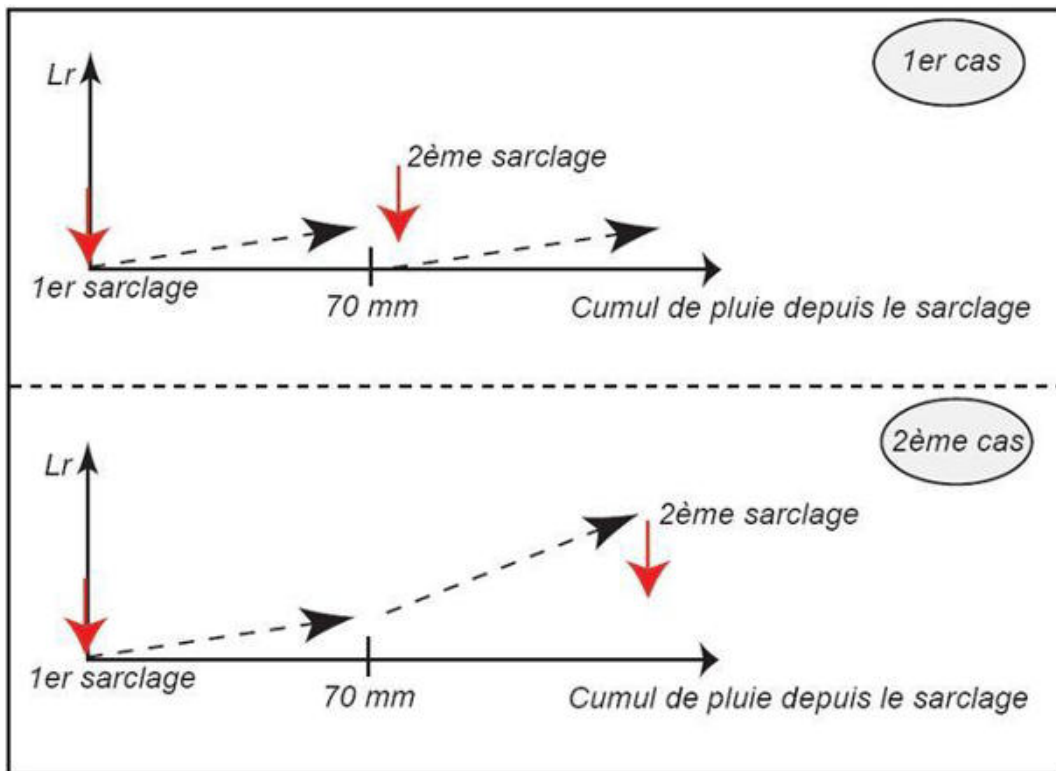


Figure 11. 6. Relations pluie-lame ruisselées avant (bleu) et après sarclage (rouge) sur une surface cultivée.

*Le nuage de points « après sarclage » correspond aux lames ruisselées de toutes les pluies qui suivent le sarclage jusqu'à l'obtention d'un cumul de l'ordre de 70 mm.*

Sur les 22 événements dont le coefficient de ruissellement est supérieur à la moyenne (qui est de 0.25), près de 2/3 sont observés après les 70 mm de pluie qui suivent le sarclage. L'autre 1/3 appartient aux premières pluies, qui interviennent avant le 1<sup>er</sup> sarclage de l'année. Par conséquent, la totalité des événements survenus moins de 70 mm de pluie après sarclage ruissellent moins que la moyenne, ce qui témoigne de la fiabilité de l'indicateur que constitue la date de sarclage.

- ✓ Le coefficient de ruissellement d'une surface cultivée est également fonction du type de travail du sol (sarclage à l'herminette manuelle ou à traction animale, labour). Ceci influence le ruissellement à travers la profondeur d'action de l'outil utilisé pour ce travail. La représentativité de la parcelle étudiée vis-à-vis de la surface cultivée est aussi un autre facteur de disparité du coefficient des surfaces cultivées.



*Figure 11. 7. Influence de cumul de pluie entre les sarclages sur le ruissellement.*

Quoi qu'il en soit, les points sus mentionnés sont importants pour comprendre les informations « non traduites » par le coefficient des surfaces cultivées.

Le fait d'avoir une infiltrabilité de surface cultivée inférieure à celle de la jachère traduit une conséquence de cette utilisation. Si la surface n'est pas cultivée, elle se comportera, du point de vue hydrodynamique, comme une jachère et sa conductivité sera alors plus ou moins stable mais toujours supérieure à celle de la croûte ERO

Les coefficients de ruissellement mesurés sur les autres états de surface font constater que la croûte d'érosion (ERO), le Granite et la croûte gravillonnaire (CG) présentent les coefficients

de ruissellement annuels moyens les plus élevés ( $K_r$  de l'ordre de 0.6). Le Tableau 11.4, présentant les Equations des régressions linéaires entre la lame ruisselée et la pluie, renseigne que la hauteur de pluie explique à 80 % le ruissellement sur ces états de surface (avec un coefficient de détermination de l'ordre de 95 %) (Les régressions linéaires pluie lame ruisselée figurent en Annexe C). La faible valeur de conductivité obtenue sur l'état de surface ERO<sup>1</sup> concorde alors avec son coefficient élevé de ruissellement. Sur cet état de surface, le ruissellement se déclenche, conformément au principe hortonien, dès que l'intensité de la pluie dépasse sa capacité d'infiltration ( $K_s$ ) qui est de l'ordre de 11 mm/h. Ceci laisse supposer que le Granite et la croûte gravillonnaire (CG) qui ruissellent autant que ERO, produisent du ruissellement dès que l'intensité de la pluie est de cet ordre de grandeur. En admettant avec Le Breton (2012) que 75 % du cumul total de la pluie tombe avec une intensité supérieure à 30 mm/h, on déduit alors que tous les états de surface ruissellent quasiment au cours de tous les événements pluvieux et de façon significative.

Tableau 11.4. Relation pluie-lame ruisselée par état de surface sur le site cristallin.

	Relation pluie lame ruisselée	Coefficient de détermination ( $r^2$ )	Le nombre d'événement
Biol	$L_r = 0.58P - 3.3$	0.79	67
ERO	$L_r = 0.79P - 2.7$	0.94	67
ST_jac	$L_r = 0.39P - 1.9$	0.74	62
Cult (champ) avant sarclage	$L_r = 0.42P - 2$	0.78	46
Cult (champ) après sarclage	$L_r = 0.22P - 1.5$	0.82	17
Granite	$L_r = 0.8P - 3.6$	0.95	67
CG	$L_r = 0.8P - 3.8$	0.95	67

### 11.2.2. Ruissellement et relation pluie lame ruisselée sur le site sédimentaire

Les coefficients de ruissellement sont là aussi calculés par l'Equation 8.14. La Figure 11.8 représente leurs grandeurs.

Le coefficient de ruissellement de la croûte d'érosion reste toujours dominant par rapport à ceux des autres états de surface. Sa surface nue et encroutée durant toute la saison des pluies défavorise l'infiltration et lui confère une forte productivité de ruissellement. L'intensité de pluie est le seul facteur (quasiment) qui détermine la genèse du ruissellement. Or, comme noté précédemment, le faible pouvoir de conduction (faibles conductivité et sorptivité) fait que cette surface réagit dès que l'intensité de pluie dépasse les 10 mm/h.

Sur ce site, le  $K_r$  ERO vaut près de 16 fois celui de la surface cultivée. Il vaut le double du ruissellement mesuré sur la croûte BIOL. Or, d'après les résultats présentés dans le chapitre 10 (Tableau 10.2 ; Figure 10.6), montrant que la conductivité de la croûte BIOL est inférieure à celle de la croûte ERO, le ruissellement sur BIOL devrait être supérieur à celui du ERO. Ceci n'est pas le cas à cause probablement des problèmes métrologiques rencontrés pour la conductivité de l'état BIOL.

Les relations entre les pluies et les lames ruisselées sont résumées dans le Tableau 11.5.

<sup>1</sup> Nous n'avons pas effectué des mesures de conductivité sur les deux autres états, Granite et CG.

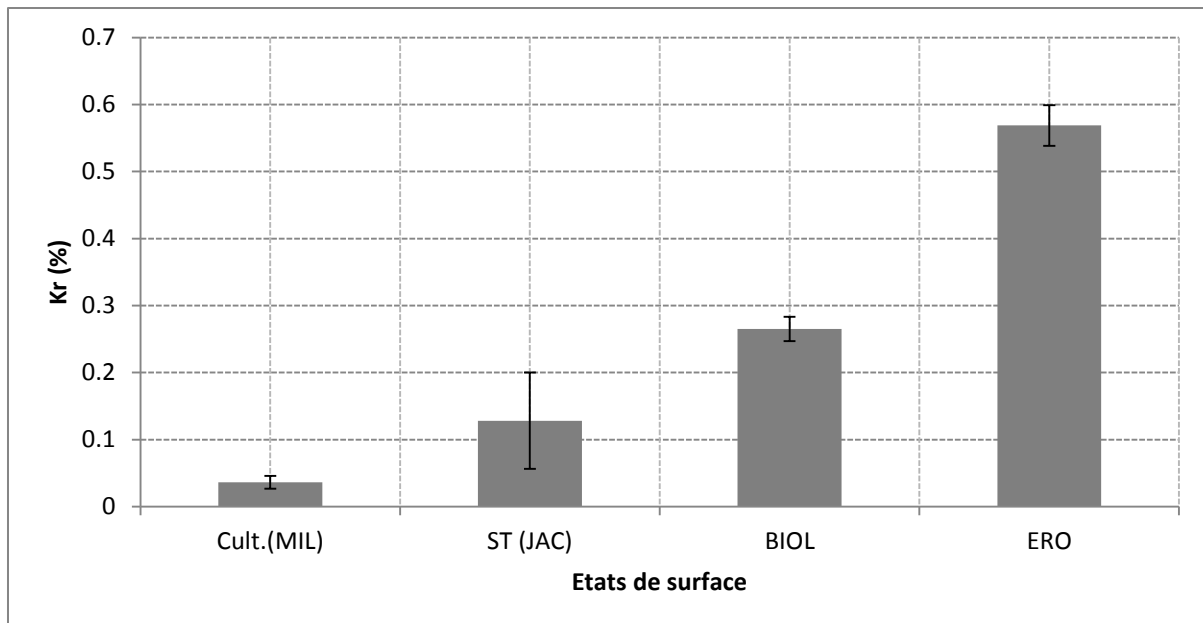


Figure 11. 8. Coefficient de ruissellement moyen par état de surface sur le site sédimentaire. Ces coefficients sont calculés pour les événements pluviométriques observés de 2005 à 2012. Le nombre d'événement par état de surface est donné dans le Tableau 11.5. Les barres d'erreur représentent les écarts types (débiaisés) entre les 2 parcelles d'un état de surface.

Tableau 11. 5. Relation pluie lame ruisselée par état de surface sur le site sédimentaire.

	Relation pluie lame ruisselée	Coefficient de détermination ( $r^2$ )	Le nombre d'événements
Biol	$Lr = 0.42P - 2.4$	0.75	183
ERO	$Lr = 0.79P - 3.2$	0.89	200
ST_jac	$Lr = 0.21P - 1.2$	0.57	184
Cult_champ	$Lr = 0.06P - 0.4$	0.26	177

### 11.3. Etude comparée du ruissellement par état de surface sur les sites cristallin et sédimentaire

Les sites d'étude ont en commun quatre états de surface pour lesquels il est possible de comparer les ruissellements mesurés sur les parcelles expérimentales. Cependant, ces sites, étant distants l'un de l'autre de près de 150 km ne sont pas forcément concernés par les mêmes événements pluvieux même si, par ailleurs, ils se trouvent dans la même zone climatique. La distribution spatiale et temporelle de la pluie est susceptible d'engendrer une différence des caractéristiques hydriques en surface pouvant se répercuter sur la production du ruissellement d'un événement à l'autre. De plus, la teneur en eau du sol avant la pluie a-t-elle une influence significative sur la genèse du ruissellement par état de surface et/ou par site ?

#### 11.3.1. Influence de la teneur en eau du sol avant la pluie sur la genèse du ruissellement

##### ➤ Sur le site cristallin

Pour faire ressortir l'effet de la teneur en eau du sol avant la pluie sur la production du ruissellement, nous avons discrétisé les lames ruisselées mesurées sur les parcelles en fonction d'un critère d'humidité. Nous précisons que les mesures d'humidité sont effectuées quotidiennement (entre 7h et 8h en général chaque jour) durant les campagnes de terrain de 2012 et 2013 grâce un humidimètre SM200 (sonde capacitive, produit de Delta-T) qui échantillonne les 5 premiers centimètres à la surface. En outre, des mesures sont parfois effectuées quelques minutes justement avant la pluie lorsque cela est possible. Cet humidimètre n'est pas étalonné au laboratoire. Les données utilisées sont donc des données brutes. Est considérée l'humidité du sol préalable à une pluie P, observée à la date T, l'humidité mesurée à cette date avant l'événement pluvieux. Nous effectuons les mesures quotidiennes sur les états de surface BIOL, ERO, ST (jac) et Cultural (champ) autour des parcelles expérimentales. Chaque teneur en eau ( $\theta$ ) quotidienne d'un état de surface correspond à une moyenne de trois points de mesure. Trois classes de teneur en eau (variables d'un état de surface à l'autre) sont ainsi retenues pour chaque état de surface. En discrétisant les lames ruisselées mesurées sur les parcelles en fonction de la teneur en eau initiale (Figure 11.9), nous remarquons que les lames ruisselées se distribuent indistinctement. A pluie égale, la lame ruisselée produite sur un état initialement sec peut être du même ordre de grandeur que celle produite sur la même surface initialement humide. Il est également possible d'enregistrer des ruissellements élevés durant les pluies qui se produisent sur un sol initialement sec ou inversement, enregistrer des faibles ruissellements sur un sol pourtant initialement humide.

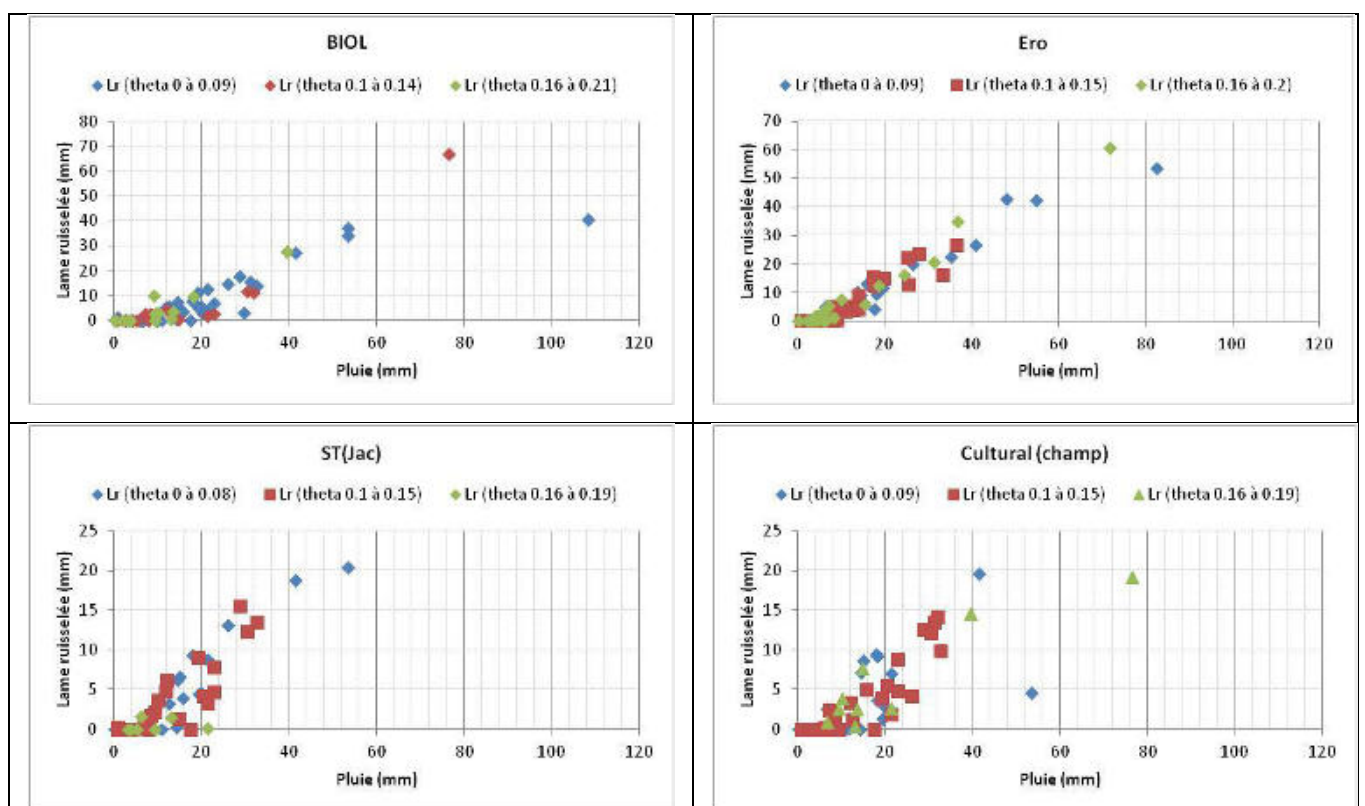


Figure 11. 9. Effet de l'humidité initiale sur le ruissellement par état de surface (site cristallin).

Les symboles bleu, rouge et vert représentent respectivement les états initiaux sec, moyen et humide.

L'analyse de ces données ne nous permet pas de dégager une quelconque influence de l'humidité préalable sur le ruissellement. Nous déduisons, dans ce cas, que l'humidité du sol a peu d'influence sur la genèse du ruissellement.

Cette assertion concorde avec ce que nous avons précédemment notifié sur l'influence de l'humidité initiale sur l'infiltration, sur la sorptivité en l'occurrence (chapitre 10, § 10.2.1.2.1).

### ➤ Sur le site sédimentaire

Les mesures d'humidité, telles que décrites dans le précédent paragraphe, sont là aussi effectuées en 2010 et 2011. Nous constatons une légère influence de l'humidité initiale sur le ruissellement. En effet, à pluie égale, le ruissellement est généralement plus élevé, ce qui va dans le sens attendu, si la teneur en eau initiale est élevée, (Figure 11.10), contrairement au site cristallin où l'effet d'humidité initiale est quasiment imperceptible sur le ruissellement.

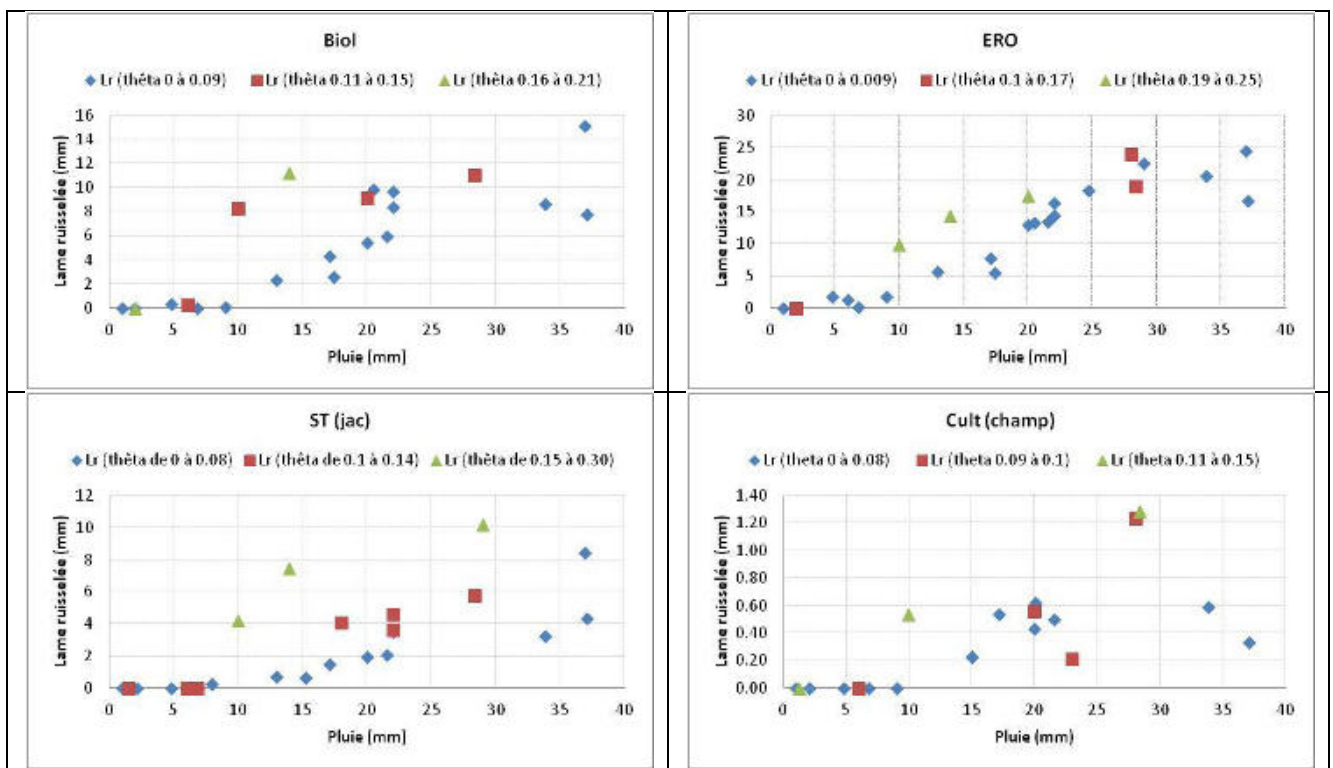


Figure 11. 10. Effet de l'humidité initiale sur le ruissellement par état de surface (site sédimentaire).

Les symboles bleu, rouge et vert représentent respectivement les états initiaux sec, moyen et humide.

Sur les deux sites d'étude, l'influence de la teneur en eau initiale ne se manifeste donc pas de la même manière sur la production du ruissellement par état de surface.

### 11.3.2. Comparaison du ruissellement par état de surface sur les sites cristallin et sédimentaire

Sur les quatre états de surface comparables (Biol, ERO, ST\_jac et Cultural\_(champ)), nous remarquons (Figure 11.11) :



- une quasi-égalité du ruissellement sur la croûte ERO ;
- une faible supériorité du coefficient de ruissellement de la croûte BIOL du site cristallin ;
- une nette différence du coefficient de ruissellement sur les états de ST (jac) et Cult (champ) entre les deux sites.

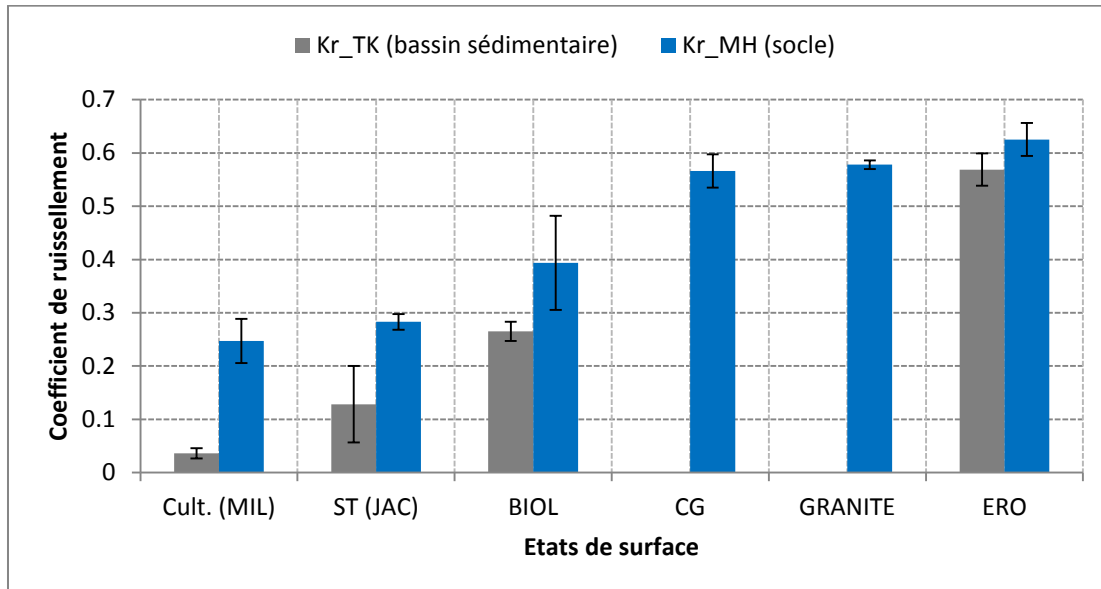


Figure 11. 11. Comparaison du ruissellement en zones cristalline et sédimentaire

La proportion variable de croûtes et OPS composant les parcelles des deux sites est l'hypothèse explorée pour vérifier les raisons de la différence sur la production du ruissellement.

Pour cela, nous avons effectué un relevé des croûtes et de la végétation en août puis un autre en octobre 2012 (Figure 11.12) sur les parcelles des deux sites.

Au cours du 1<sup>er</sup> relevé, les parcelles dites de croûtes biologiques sont couvertes au 1/4 et au 1/6 respectivement sur le socle et sur le bassin sédimentaire par la croûte BIOL. Ces croûtes sont associées (40 à 50 %) à des surfaces de type ST et de type ERO (25 % sur le socle et seulement 10 % sur le site sédimentaire). Sur le site cristallin, la combinaison des croûtes BIOL et ERO couvre plus de 50 % de la parcelle. Et, sachant que ces croûtes ont une faible infiltrabilité, elles peuvent servir d'impluvium et produire du ruissellement même pour des pluies de faible intensité (10 mm/h). Ceci justifie probablement l'importance du ruissellement observé sur la parcelle BIOL du socle que celui du site sédimentaire. Le développement de la végétation observé au cours du 2<sup>ème</sup> relevé n'influence que faiblement le ruissellement.



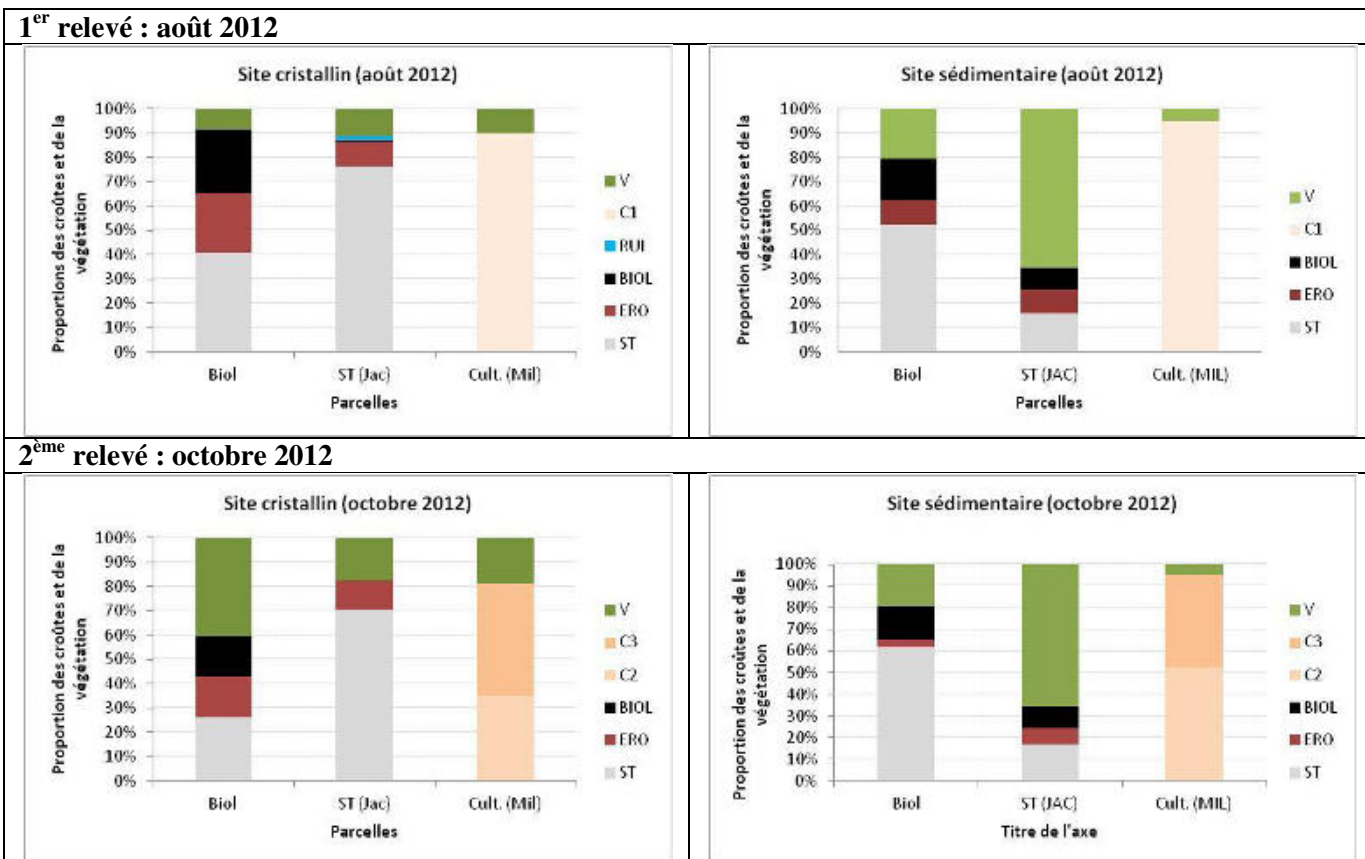


Figure 11. 12. Proportions des croûtes et de la végétation sur les parcelles de ruissellement des sites cristallin et sédimentaire en août et en octobre 2012.

Les relevés sont effectués par la méthode des points quadra. Cette méthode consiste à lire l'élément (croûte ou végétation) se trouvant sous les nœuds d'une grille prédéfinie (10 cm sur 10 cm dans notre cas).

Sur les deux sites, les parcelles dites de ST (jachère), sont composées des  $\frac{3}{4}$  et 15 % de ST respectivement sur socle et sur sédimentaire. Sur ce dernier, le développement d'un tapis herbacé important (favorisé par les micros horizons de type ST3) explique le faible affleurement des ST. Au cours des deux relevés, la forte densité du couvert végétal, qui atteint d'ailleurs le seuil d'influence notable sur l'infiltration défini par Thébé (1987), cité par Peugeot (1995) semble atténuer la production du ruissellement sur le site sédimentaire. Sur le site cristallin, le développement de la végétation n'influence pas significativement l'infiltration et le ruissellement (cf. §10.2.1.1.1.1). Sa densité n'a guère dépassé les 35 % durant les deux relevés.

Sur la surface cultivée, les proportions des croûtes et de la végétation sont quasiment identiques sur les deux sites durant le 1<sup>er</sup> relevé puisque dans les deux cas, les relevés sont effectués au lendemain du sarclage. Les surfaces de type C1 ont par la suite évolué pour tendre vers C3 de façon similaire sur les deux sites. Le mode de gestion des sols sur les deux sites semble être une des pistes probables pour expliquer la différence du ruissellement sur les parcelles cultivées. En effet, après les récoltes, la proportion des résidus de culture (tiges, chaumes) laissés sur place est souvent plus importante dans les champs du site sédimentaire que cristallin. L'abondance des résidus couvrant le sol a pour effet de réduire

considérablement la mobilisation des particules par le vent, comme l'ont si bien montré Abdourahamane Touré *et al.* (2011). Les surfaces cultivées du site cristallin qui sont faiblement couverts des résidus seraient alors exposées à une activité éolienne (déflation) plus intense durant la saison sèche (Figure 11.13). La conséquence de cette déflation se manifeste par une accélération du ruissellement généré par les premières pluies de la saison. Cette conséquence peut persister jusqu'au 1<sup>er</sup> sarclage. Ainsi, l'effet de la dynamique éolienne durant la saison sèche sur les surfaces cultivées est vraisemblablement l'une des causes pouvant expliquer la différence du ruissellement.



Site cristallin : champs de culture (et notre parcelle de mil à droite). On remarque l'absence quasi-totale des résidus de cultures.



Site sédimentaire : champs de culture (au 1<sup>er</sup> plan, femmes pilant le mil) couvert de résidus

Figure 11. 13. Les OPS des parcelles cultivées en saison sèche (fin mai 2012)

En considérant le recouvrement plus important de la croûte BIOL (en association avec ERO) sur le site cristallin, le développement d'un tapis herbacé significatif sur ST (jac) et un horizon superficiel plus épais sur la surface cultivée du site sédimentaire comme caractéristiques et intrinsèques au site, les coefficients du ruissellement de ces différents états de surface seront, en conséquence, toujours significativement différents sur les deux sites. Dans ce cas, les états de surface du site cristallin ruissellent alors plus que ceux du site sédimentaire.

Le Tableau 11.6, qui synthétise les résultats présentés sur les Figures 10.17 et 11.11, compare l'infiltration et le ruissellement sur les sites cristallin et sédimentaire.

*Tableau 11.6. Comparaison du ruissellement et de l'infiltration sur les sites d'étude. Les signes (-), (+) et (=) sont utilisés pour traduire respectivement l'infériorité, la supériorité et l'égalité de la conductivité hydraulique et du coefficient de ruissellement d'un site par rapport à celui de l'autre. Les signes doubles signifient que l'écart vaut au moins un facteur 2.*

Etat de surface	Site sédimentaire		Site cristallin	
	Conductivité hydraulique	Coefficient de ruissellement	Conductivité hydraulique	Coefficient de ruissellement
BIOL	(- -)	(-)	(+ +)	(+)
ERO	(=)	(=)	(=)	(=)
ST (jac)	(+ +)	(- -)	(- -)	(+ +)
Cult (champ)	(+)	(- -)	(-)	(+ +)

En conditions normales, si un état de surface d'un site a une conductivité inférieure à celle de l'autre site, son coefficient de ruissellement sera alors supérieur à celui de l'autre site et inversement, comme c'est le cas pour ST (jac) et Cult (champ) dans le Tableau (11.6).

La croûte BIOL présente une situation anormale avec la conductivité et le coefficient de ruissellement conjointement faibles sur le site sédimentaire, et donc, relativement élevés sur le site cristallin. Le ruissellement relativement faible de cette croûte sur le site sédimentaire ne concorde pas avec la plus faible conductivité mesurée sur ce même site et pose un possible problème de mesure sur les états BIOL, peut-être lié à des différences d'hydrophobicité.

L'égalité de conductivité de la croûte ERO sur les sites cristallin et sédimentaire est confirmée par celle du coefficient de ruissellement.

Le Tableau 11.7 compare les coefficients de ruissellement mesurés sur ces sites à ceux relevés dans la littérature.

A la lecture de ce Tableau, on remarque que le coefficient de ruissellement de la croûte BIOL du site cristallin est supérieur à celui des autres sites. En revanche, nous avons obtenu le plus faible coefficient sur le champ cultivé (site sédimentaire) qui serait justifié par le mode de gestion du sol et/ou des OPS. Pour les autres états de surface, les coefficients de ruissellement issus de nos mesures sont bien dans la gamme des coefficients rapportés dans la littérature.

Tableau 11. 7. Comparaison des coefficients de ruissellement obtenus à ceux rapportés dans la littérature

Référence biblio	Domaine géologique	Coefficient de ruissellement par état de surface					
		BIOL	ERO	ST (jac)	Cult (champ)	CG	Granite
Ce travail	Sédiment.	0.27	0.57	0.13	<b>0.04</b>		
	Socle	<b>0.39</b>	0.63	0.28	0.25	0.57	0.58
(Mamadou, 2012)	Transition*		0.77-0.98	0.17-0.28	0.17-0.27		
(Esteves & Lapetite, 2003)	Sédiment.		0.51-0.56	0.39-0.49			
(Peugeot, 1995)	Sédiment.			0.21-0.25	0.11- 0.13		
(Bachir, 2012)	Socle		0.55		0.14	0.59	
(Bahari Ibrahim, 2013)	Sédiment.		0.6	0.21-0.25	0.13-0.17		
Malam Issa <i>et al.</i> , (2011)	Sédiment.	0.16-0.22					

\* La zone de transition correspond au domaine géologique où s'observent à la fois les formations cristallines et sédimentaires.

## Conclusion

Nonobstant le faible coefficient de ruissellement obtenu sur la surface cultivée du site sédimentaire et en accord avec la Figure 10. 18, relatif à la texture des sols, la première conclusion est que, du fait des encroûtements superficiels, même les sols sableux ruissellent. Par ailleurs, la Figure 11. 11 laisse affirmer que le ruissellement produit à l'échelle des surfaces élémentaires est sans doute plus important sur le site cristallin. Sur les états ST (jac) et Cult (champ), les coefficients valent le double de ce qui est observé sur le site sédimentaire (Tableau 11. 6), ce qui est cohérent avec les propriétés du sol mesurées ponctuellement. Enfin, l'égalité du ruissellement mesuré sur ERO (sur les deux sites) nous fait valablement affirmer que ce type de surface représente l'étape d'évolution achevée des surfaces élémentaires qui, une fois atteint, nécessite d'être aménagé, sinon, cette surface reste inutile et même néfaste sur le plan agricole de par sa forte production du ruissellement et plus encore, eu égard au risque d'inondation qu'il est susceptible de générer.

## Chapitre 12. Réponse hydrologique des bassins versants expérimentaux

### *Introduction*

---

*L'analyse des relations pluies-débits et des temps caractéristiques de l'écoulement déterminés grâce aux données hydrométriques mesurées à l'exutoire des bassins versants expérimentaux a permis de caractériser la réponse hydrologique des bassins en zones cristalline et sédimentaire. En s'appuyant sur les cartes des surfaces élémentaires réalisées à l'échelle de ces bassins, nous avons interprété la réponse hydrologique par site d'étude et dégagé quelques éléments expliquant la différence du fonctionnement hydrologique constaté en zones cristalline et sédimentaire.*

---

### **12.1. Caractéristiques et réponse hydrologique des bassins du site cristallin**

Dans le troisième chapitre, nous avons décrit les caractéristiques morpho-métriques des bassins et notifié les différents états de surface qui les composent. Nous nous proposons de détailler dans cette partie la proportion et mosaïque des états de surface au sein de ces bassins et leur influence sur la réponse hydrologique.

#### **12.1.1. Distribution spatiale et proportion des états de surface sur les bassins cristallins**

Les informations relatives à la proportion et à la distribution spatiale des états de surface sont fournies par les cartes réalisées à l'échelle des bassins. Les images ayant servi à l'élaboration de ces cartes sont photographiées en 2012 (sur financement Labex OSUG@2020) et en 2013 (sur financement AMMA-CATCH) au bord d'un avion de type ULM Tetra pour les besoins de ce travail. Ces images, prises à basse altitude, sont d'une grande résolution et permettent de ségréger visuellement (photo-interprétation) les différentes surfaces élémentaires des bassins (à l'exception de BIOL). A titre d'exemple, la photo de la Figure 12.1 illustre la distinction des surfaces cultivées récemment sarclées (type Cultural 1) de celles ayant subi des précipitations après le sarclage (C3). Les 1<sup>ères</sup> sont plus sombres à cause du remaniement récent tandis que les 2<sup>èmes</sup> sont claires parce qu'elles sont « lessivées » par les pluies. Les points individualisés sur ces surfaces représentent les cultures (mil et niébé) qui recouvrent faiblement le sol (en début septembre). Sur cette photo, qui illustre par ailleurs le plan parcellaire des champs et la mosaïque des surfaces élémentaires, on distingue aisément la surface cultivée de la jachère. Sur cette dernière, le couvert végétal est généralement plus dense, contrairement à la surface cultivée sur laquelle le couvert végétal arboré et arbustif est régulièrement défriché (une à deux fois par saison culturale).

Ainsi, grâce à ces images, nous avons cartographié les surfaces élémentaires des bassins dont la Figure 12.2 illustre la distribution.



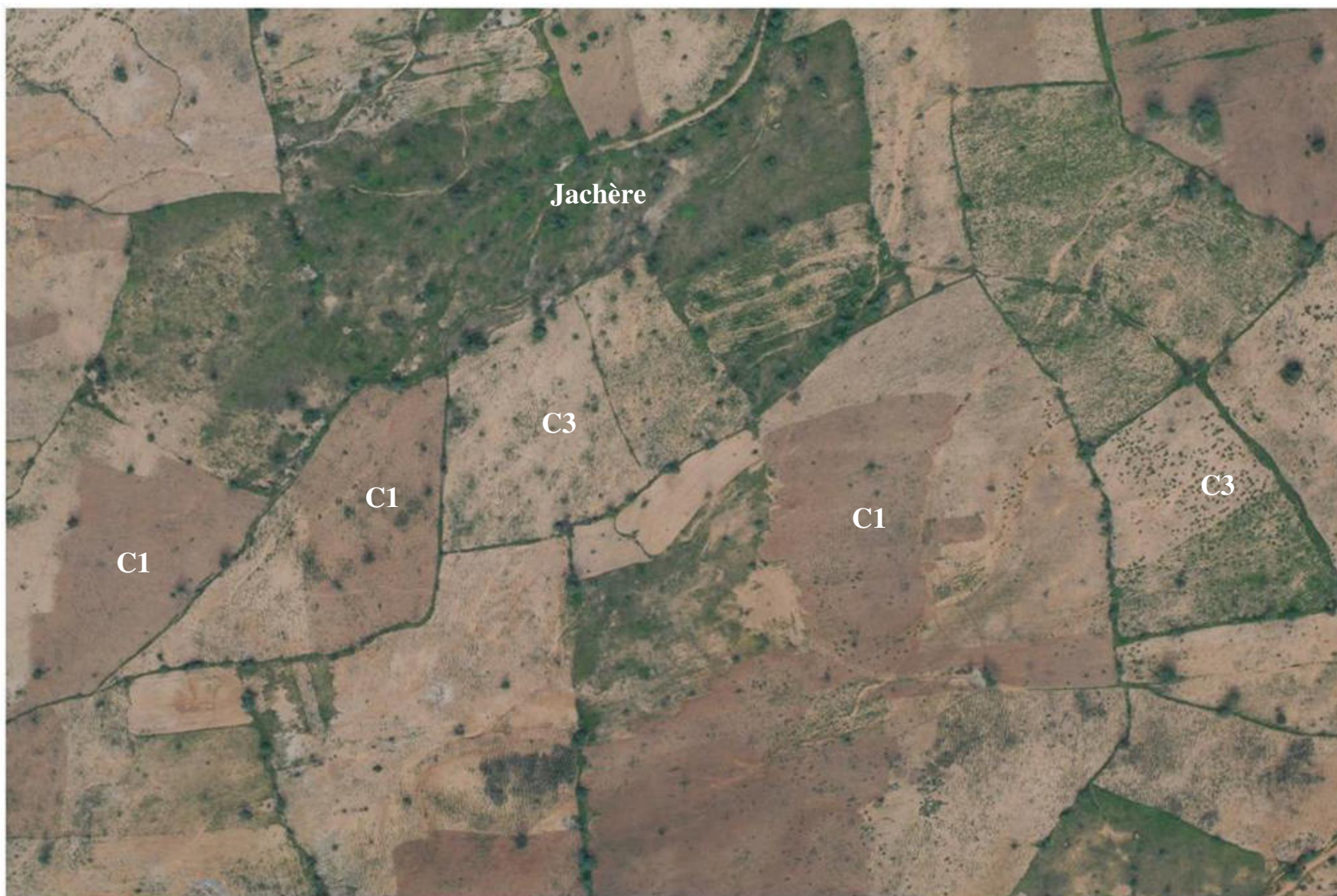


Figure 12. 1. Ségrégation des surfaces élémentaires par observation visuelle des images (ici zone près du bassin MH1).

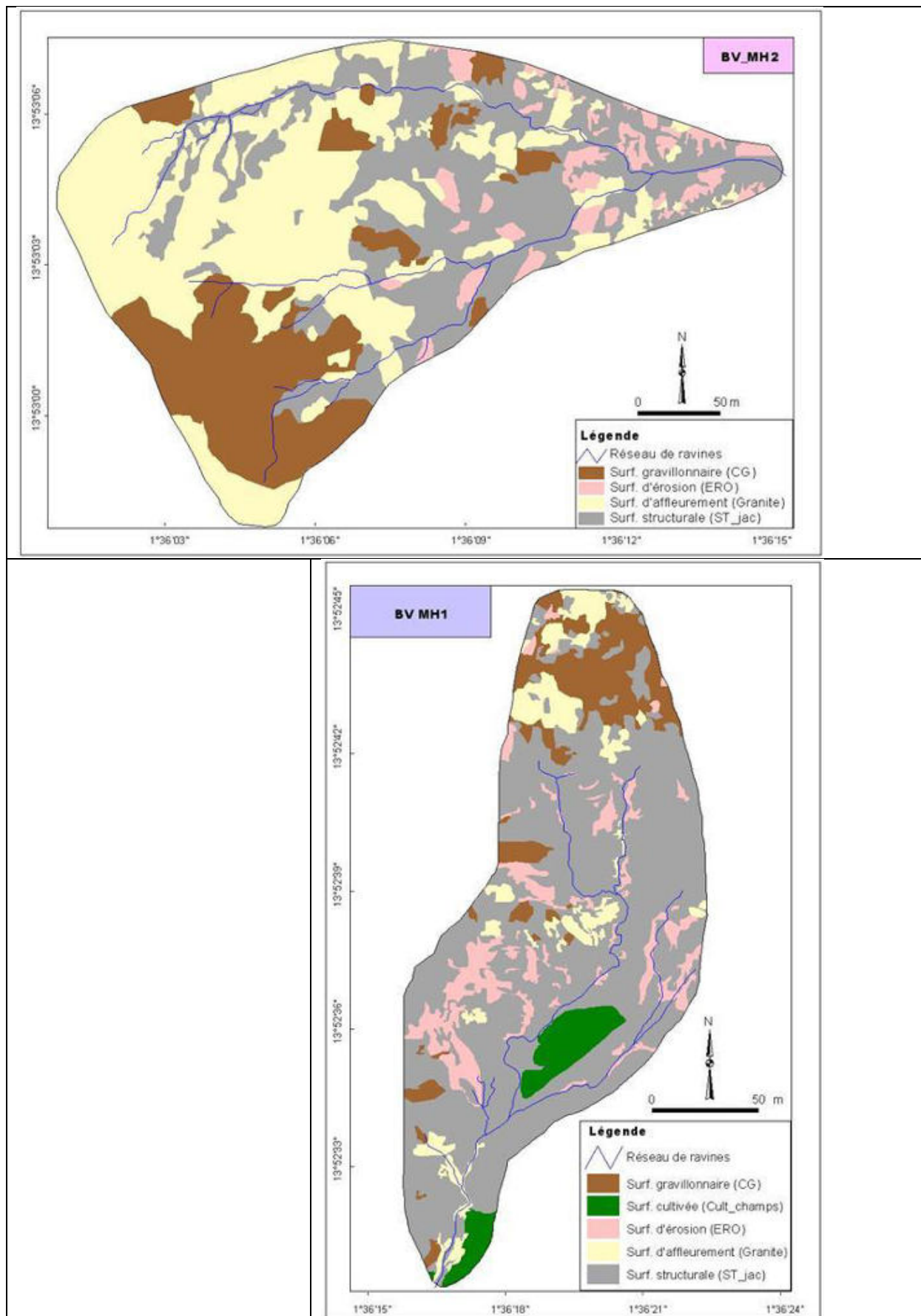


Figure 12. 2. Cartographie des surfaces élémentaires des bassins du site cristallin (note : l'échelle diffère pour les deux cartes).



Grâce aux cartes ainsi élaborées, nous avons déterminé les proportions et emplacements des surfaces élémentaires sur chacun des bassins.

La lecture de ces cartes fait constater l'absence des surfaces couvertes par la croûte biologique (BIOL). La quasi impossibilité d'identification de cette croûte sur les images ne nous a pas permis, en effet, de la cartographier mais nous avons souhaité en connaître au moins la proportion surfacique. Pour déterminer ses proportions sur les deux bassins, nous avons effectué deux relevés de terrain couvrant les bassins (en août et en octobre, en même temps que le relevé effectué sur les parcelles de ruissellement) en respectant une grille rectangulaire de mesures, illustrée par la Figure 12.3.

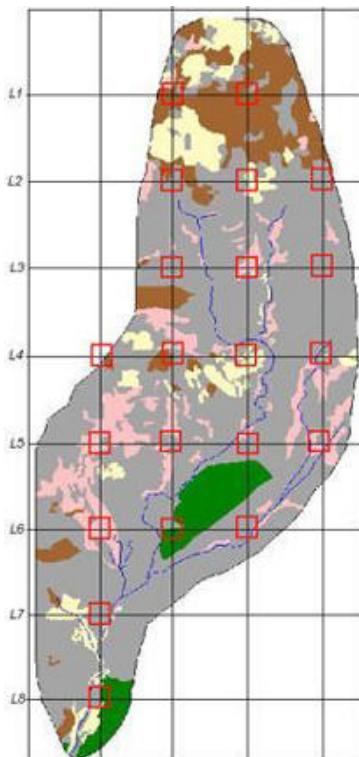


Figure 12. 3. Grille de relevé des états de surface à l'échelle des bassins (appliquée ici sur MH1)

Les transects sont pris perpendiculairement à la pente.

Sur une ligne L donnée, nous mesurons au point quadra les croûtes couvrant la surface d'un m<sup>2</sup> tous les 50 m.

Les lignes sont écartées de 75 m dans le sens de la pente.

La proportion d'un état de surface donné s'obtient en rapportant sa lecture  $n$  sur le nombre total  $N$  des lectures (toutes les croûtes).

Cette méthode ne prend pas en compte les caractéristiques des unités morpho pédologiques (et leurs influences sur la distribution des états de surface) certes, mais nous donne l'ordre de grandeur qu'occupe chaque surface élémentaire.

En procédant de la sorte, nous avons déterminé une proportion moyenne de la croûte Biol sur le terrain.

Le Tableau 12.1 fournit la proportion des surfaces élémentaires issue de l'analyse des images. Pour faire figurer la proportion de la croûte BIOL (qui est mesurée sur le terrain par la méthode que nous venons de décrire) dans ce Tableau, nous supposons que sa proportion est incluse dans celle de ST (jac) car sur ce site, la croûte BIOL n'est observée que sur la jachère. Dans ce cas, nous soustrayons la proportion de BIOL mesurée in situ dans la proportion de ST (jac) déterminée par l'analyse d'images.

Sur le bassin MH1, la distribution des surfaces élémentaires est dominée en amont par la surface gravillonnaire et la surface d'affleurement de granite tandis que de mi-versant à l'aval, le bassin est largement couvert par la surface structurale (ST\_jac). La surface d'érosion (ERO) affleure dans la partie centrale. Le dépôt sableux se trouvant vers l'aval offre la possibilité d'exploitation agricole sur ce bassin. Toutefois, l'affleurement de surface granitique dans cette partie témoigne de la faible épaisseur du sol d'une manière générale.



Sur le bassin MH2, la surface d’affleurement de granite couvre largement l’amont du bassin, en association avec la surface gravillonnaire. Ces deux types de surface couvrent à elles seules plus de 60 % du bassin. Les surfaces de type ST (jac) et ERO sont disséminées entre le mi-versant et l’aval du bassin.

La Figure 3.8 (chapitre 3) nous renseigne sur le fait que le bassin MH2 se trouve plus en amont que le bassin MH1 en suivant le sens général de la pente. Cette situation explique probablement le faible recouvrement des formations du socle sur ce bassin par des dépôts sableux. Ces dépôts sont relativement plus épais vers l’aval (voir Figure 3.6 et Figure 3.10) pour retrouver la localisation des bassins par rapport au fleuve) où l’on observe une concentration des surfaces cultivées.

Comment se traduisent la différence de proportion des états de surface et leur distribution spatiale sur la production de l’écoulement à l’échelle des bassins ?

*Tableau 12. 1. Proportion des surfaces élémentaires déterminée par l’analyse d’images (\* sauf pour BIOL, proportion issue du relevé de terrain)*

	<b>BV MH1</b>		<b>BV MH2</b>	
<b>TYPE_EDS</b>	<b>Superficie (ha)</b>	<b>%</b>	<b>Superficie (ha)</b>	<b>%</b>
Surface BIOL*	0.1	2.0	0.05	0.7
Surface d'érosion (ERO)	0.5	9.6	0.4	5.6
Surface structurale (ST_jac)	3.5	64.5	2.2	32.3
Surface cultivée (cult_champs)	0.3	4.9	0.00	0.00
Surface d'affleurement (Granite)	0.4	8.1	2.8	41.5
Surface gravillonnaire (CG)	0.6	10.9	1.3	19.9
<b>TOTAL</b>	<b>5.5</b>	<b>100</b>	<b>6.7</b>	<b>100</b>

### 12.1.2. Ecoulement et relation pluie-lame écoulée sur les bassins cristallins

Durant chaque événement pluvieux, l’écoulement est mesuré à l’exutoire des bassins par des limnigraphes. Ces instruments mesurent la hauteur d’eau par unité de temps dans la section de mesure installée. Grâce aux jaugeages réalisés en 2013, nous avons déterminé les débits (cf. § 9.2.2) en transformant les limnigrammes en hydrogrammes (cf. Figure 9.7).

Le coefficient d’écoulement est ainsi calculé en appliquant l’Equation 9.4.

La Figure 12.4 donne le coefficient d’écoulement mesuré par bassin et par année.

Ces coefficients sont calculés sur les écoulements mesurés en 2011 et 2012. Ceux de 2013 ne sont pas inclus à cause des perturbations engendrées par l’exploitation du granite sur ce site (cf. chapitre 1, § 1.5).

Sur les deux bassins, les coefficients d’écoulement annuels sont quasiment identiques en 2011 et en 2012. Les relations linéarisées pluie-lame écoulée sur cette période (Figure 12.5) indiquent une pente de 55 % sur le BV MH2 ( $r^2 = 0.93$ ), contre 42 % pour MH1 ( $r^2 = 0.86$ ). Ces valeurs sont naturellement supérieures aux coefficients de la Figure 12.4 car elles sont moins affectées par les événements forts et rares et sont affectées par les événements non ruisselants. De plus, l’ordonnée à l’origine de ces régressions est négative.

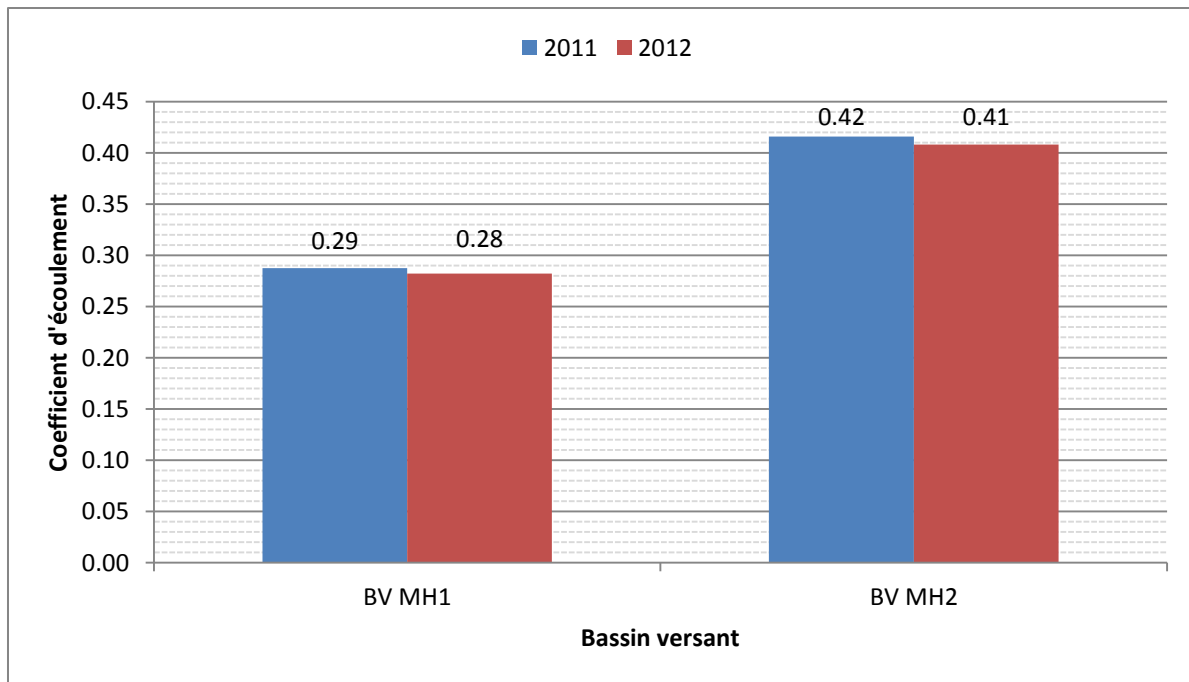


Figure 12. 4. Coefficients d'écoulement mesurés sur les bassins versant du site cristallin. Ces coefficients sont calculés en appliquant l'Equation 9.4 sur les pluies et les lames écoulées mesurées en 2011 et 2012.

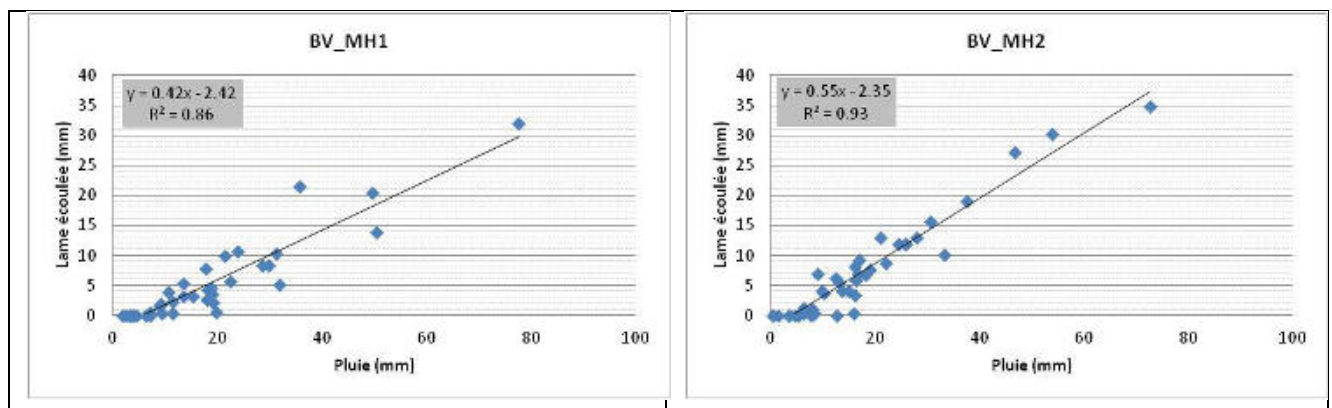


Figure 12. 5. Relation entre pluies et lames écoulées sur les bassins versants du site cristallin en 2011 et 2012.

En 2012, la part de la pluie qui s'est écoulée (en termes de pente de régression) a augmenté sur le BV MH2 pour passer de 50 à près de 60 % comme le montre le Tableau 12.2 qui récapitule les relations annuelles des pluies et des lames écoulées. Cette augmentation semble traduire une modification liée soit aux caractéristiques du bassin (mais on se demande lesquelles ?), soit à celles de la pluie. Dans le second cas, il s'agit d'un effet d'échantillonnage. Etant donné que cette tendance n'est pas observée sur le BV MH1, il est difficile de trancher sur cette question puisque nous ne disposons, malheureusement, que de deux années de mesures.

Tableau 12. 2. Récapitulatif des relations pluies et lames écoulées sur les BV cristallins.

Année de mesure	Pluie (mm)	Lame écoulée (mm)	Coefficient d'écoulement	Equation pluie-lame écoulée	Coefficient de détermination
<b>Bassin versant MH1</b>					
2011*	228	66	0.29	<b>Le = 0.44 P - 3.8</b>	<b>0.96</b>
2012	454	128	0.28	<b>Le = 0.41 P - 2.1</b>	<b>0.78</b>
<b>Bassin versant MH2</b>					
2011*	189	78	0.42	<b>Le = 0.50 P - 2.3</b>	<b>0.97</b>
2012	526	215	0.41	<b>Le = 0.59 P - 2.8</b>	<b>0.92</b>

\* Nous avons installé les pluviomètres et les stations hydrométriques en août 2011. Les cumuls de pluies et des lames écoulées fournies dans ce Tableau ne couvrent donc pas toute la saison des pluies.

Ces données nous montrent pour l'essentiel que :

- ✓ les relations des pluies et des lames écoulées sont différentes entre les deux bassins ; les corrélations sont plus fortes sur le bassin MH2, peut-être parce que, n'étant pas cultivé, il est moins sujet à la variabilité temporelle des propriétés des surfaces ;
- ✓ le coefficient d'écoulement est plus élevé sur le BV MH2 ce qui est tout à fait attendu d'après les proportions encroûtées de ce bassin.

### 12.1.3. Influence de la teneur en eau initiale sur l'écoulement

Nous déterminons la teneur en eau initiale moyenne d'un bassin en pondérant l'humidité initiale mesurée sur les surfaces élémentaires au prorata de leurs superficies. Sur les surfaces granitique et gravillonnaire pour lesquelles nous n'avons pas de données d'humidité, nous adjoignons leurs superficies à celle de la croûte ERO compte tenu de leur comportement ruisselant à peu près identique. La Figure 12.6, représentant les lames écoulées ségréguées en fonction de l'humidité initiale fait conclure à la faible sensibilité des lames écoulées à celle-ci, conformément à ce qui a déjà été rapporté à l'échelle ponctuelle (mesure de sorptivité capillaire) et à celle de la surface élémentaire (ruissellements des parcelles). Sur les deux bassins, les pluies survenues sur un sol initialement relativement humide, ne produisent pas plus d'écoulement que les pluies (à hauteur égale) qui interviennent sur un sol sec.

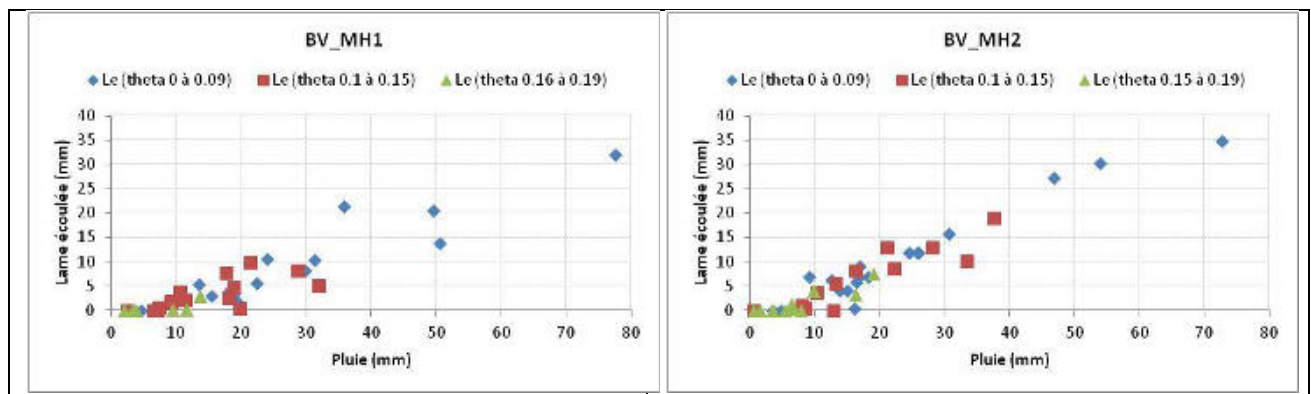


Figure 12. 6. Influence de l'humidité initiale sur l'écoulement à l'échelle des bassins MH1 et MH2.

Malheureusement, nos (presque) deux années de données n'ont pas permis d'observer des pluies fortes en conditions initialement humides ce qui nous aurait permis de renforcer nos conclusions. Une certaine malchance a fait se produire tous les événements forts sur bassin initialement sec. Néanmoins, l'homogénéité des données présentées sur la Figure 12.6 nous permet de retenir la non dépendance des écoulements aux conditions initiales à cette troisième échelle d'espace.

#### **12.1.4. Réponse hydrologique des bassins du site cristallin**

Nous exposons dans ce paragraphe l'analyse des quelques événements pluie-débit observés sur les deux bassins en s'appuyant sur les hydrogrammes de crues et les hyétogrammes des pluies qui ont généré ces crues.

D'une manière générale, les hydrogrammes des deux bassins se présentent sous la forme d'une courbe en cloche comme l'illustre la Figure 12.7.

En analysant cette Figure, on note que :

- ✓ au cours de l'événement du 09 juillet (hauteur de pluie : 15 mm), la pluie et l'écoulement sont quasiment synchrones sur les deux bassins. Cependant, la courbe de montée du BV MH1 est moins brutale que celle du BV MH2 pour un hyétogramme à peu près identique. Le débit de pointe est de l'ordre de  $26 \text{ m}^3/\text{min}$  pour MH1 contre  $39 \text{ m}^3/\text{min}$  pour MH2. Le temps de base est plus long sur le BV MH2. Au cours de cet événement, le volume d'eau écoulé sur le BV MH2 est donc plus important parce qu'il a connu une montée brusque, une crête plus élevée de l'hydrogramme et un temps de base plus long ;
- ✓ durant l'événement du 02 septembre (hauteur de pluie : 55 mm), le caractère bimodal de l'averse a imprimé la même forme à l'hydrogramme. L'allure de ce dernier change dès que varie la distribution des intensités. Sur les deux bassins, la 1<sup>ère</sup> courbe de montée est brutale du fait de la forte intensité de l'averse (près de  $130 \text{ mm/h}$ ). Le débit de pointe a atteint  $50 \text{ m}^3/\text{min}$  sur le BV MH2. D'une manière générale, le volume d'eau écoulé est plus important sur ce bassin à cause de ses forts débits de pointe et des temps de base plus longs (Tableau 12.3).

Tableau 12. 3. Temps caractéristiques des quelques événements pluvieux de 2012<sup>1</sup>

Date de pluie	Ecart entre début pluie et début écoulement (min)		Temps de montée (min)		Temps de base (min)	
	MH1	MH2	MH1	MH2	MH1	MH2
03/07/2012	14	11	8	10	20	31
09/07/2012	8	8	8	5	22	27
15/07/2012	7	7	5	6	16	23
24/07/2012	14	13	7	6	32	35
27/07/2012	10	16	6	3	29	34
29/07/2012	8	9	7	6	16	21
03/08/2012	4	7	10	5	33	35
11/08/2012	16	12	16	3	37	37
19/08/2012	6	8	8	3	19	54
02/09/2012	9	8	10	9	135	159

Le Tableau 12.3 laisse constater que les deux bassins versants réagissent rapidement aux sollicitations pluviométriques. L'écart de temps compris entre le début de la pluie et le début de l'écoulement peut être de l'ordre de 5 min selon les caractéristiques des averses. La pointe des crues est souvent atteinte seulement 5 min après le début de l'écoulement. Les hydrogrammes s'achèvent généralement une ½ heure après le début de l'écoulement.

Ces temps caractéristiques nous livrent des informations pertinentes sur la fonction de transfert de ces bassins. La fraction d'eau qui coule sur ces bassins atteint le réseau de drainage quelques minutes après le début de l'averse et elle est aussitôt évacuée vers le fleuve à travers les koris. Ce transfert est relativement plus rapide sur le BV MH2. En effet, en accord avec le résultat des mesures du ruissellement sur les parcelles qui montre que les surfaces ERO, Granite et CG sont les plus ruisselantes et en considérant la forte proportion des surfaces d'affleurement du granite et gravillonnaire (Tableau 12. 1) ainsi que leur situation en amont du bassin (Figure 12. 2), l'important écoulement qui se produit à l'amont de ce bassin se transfère rapidement vers l'exutoire. Ce transfert est par ailleurs facilité par le réseau de drainage relativement dense et par la compacité de ce bassin (cf. chapitre 3, Tableau 3.2).

## 12.2. Caractéristiques et réponse hydrologique des bassins du site sédimentaire

### 12.2.1. Cartographie des états de surface des bassins du site sédimentaire

Elle est réalisée sur la base des images prises en 2007 par un drone (Pixy). Le vol effectué à faible altitude offre des images de grande échelle permettant de ségréger aisément les surfaces élémentaires des bassins. La Figure 12.8 présente la carte ainsi élaborée.

<sup>1</sup> Nous avons sélectionné exclusivement les événements de 2012 parce qu'en 2011, les pluviographes et les limnigraphes présentent un décalage temporel à cause d'un défaut de synchronisation. En outre, la cadence de scrutation des limnigraphes thalimedes est réglée en 2011 à 5 min. Ces deux problèmes n'affectent pas le volume écoulé, mais se répercutent sur les temps caractéristiques de l'écoulement.

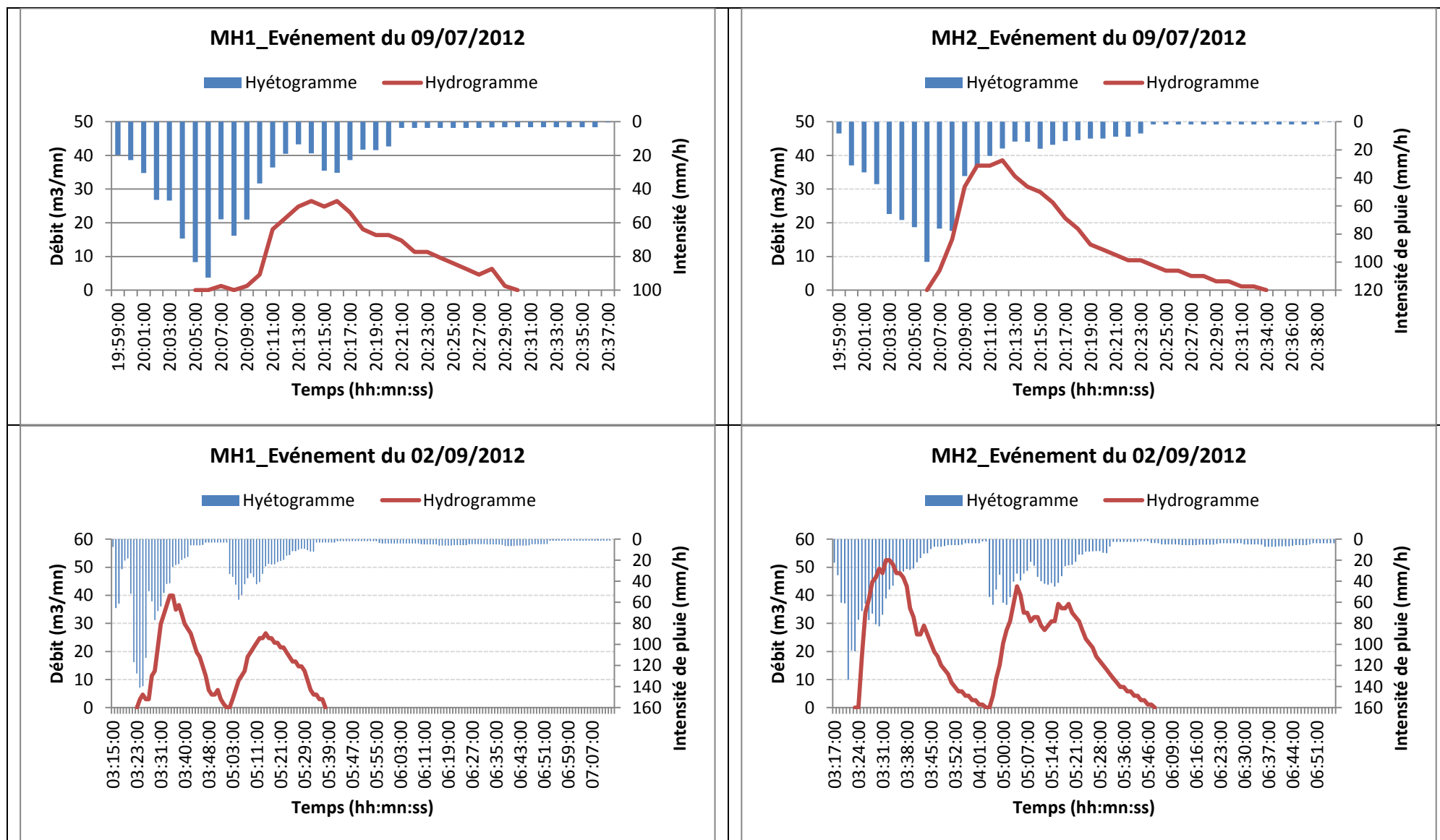


Figure 12. 7. Hydrogrammes (en rouge) et hyétogrammes (en bleu) de quelques événements pluvieux.

Le Tableau 12.4 donne la proportion des surfaces élémentaires déterminée par la cartographie.

*Tableau 12. 4. Proportion des surfaces élémentaires des bassins du site sédimentaire. Contrairement au site cristallin où la croûte BIOL s'observe exclusivement sur les surfaces en jachère, sur le site sédimentaire celle-ci s'observe aussi bien dans les jachères que dans les bandes boisées du plateau. Nous ne pourrions donc estimer son extension par défaut de mesures sur ces surfaces élémentaires. Sa proportion est alors incluse dans celle des ST (jac) et bande boisée du plateau.*

<b>Bassin versant</b> <b>Surface élémentaire</b>	<b>BV TK Sud</b>		<b>BV TK nord</b>	
	<b>Superficie (ha)</b>	<b>%</b>	<b>Superficie (ha)</b>	<b>%</b>
Surface d'érosion (ERO)	2.5	7.1	2.3	9.6
Surface structurale (ST_jac)	3	8.9	5	21.5
Surface cultivée (cult_champs)	0.14	0.4	0.00	0.00
Surface gravillonnaire (CG)	3.6	10.3	4.6	19.7
Bande nue du plateau	18.6	53.4	7.8	33.1
Bande boisée du plateau	6.9	19.9	3.8	16.1
<b>TOTAL</b>	<b>34.7</b>	<b>100</b>	<b>23.4</b>	<b>100</b>

On constate, à la lecture du Tableau 12.4, que les surfaces élémentaires du plateau (bande nue et bande boisée) couvrent près de 73 % et 50 % de la superficie respectivement des bassins TK sud et TK nord. Les surfaces d'érosion (ERO) dominent l'amont du versant tandis que l'aval est couvert essentiellement par des surfaces structurales, type ST (jac) comme l'illustre la Figure 12.8. Les bandes nues du plateau, les surfaces d'érosion et les surfaces gravillonnaires sont les principales surfaces de production de l'écoulement. L'écoulement produit sur les surfaces nues du plateau peut, selon les événements pluvieux, atteindre ou non le réseau hydrographique qui naît sur le rebord du plateau. La quasi horizontalité et l'absence du réseau de drainage sur le plateau font que l'écoulement s'effectue en nappe transitant successivement entre les bandes nues et boisées avant d'atteindre le réseau de drainage. L'écoulement produit sur le versant (sur les surfaces ERO et gravillonnaire) atteint directement les ravines. Cette configuration spatiale des surfaces élémentaires n'est pas sans conséquence sur la relation entre pluie et lame écoulée



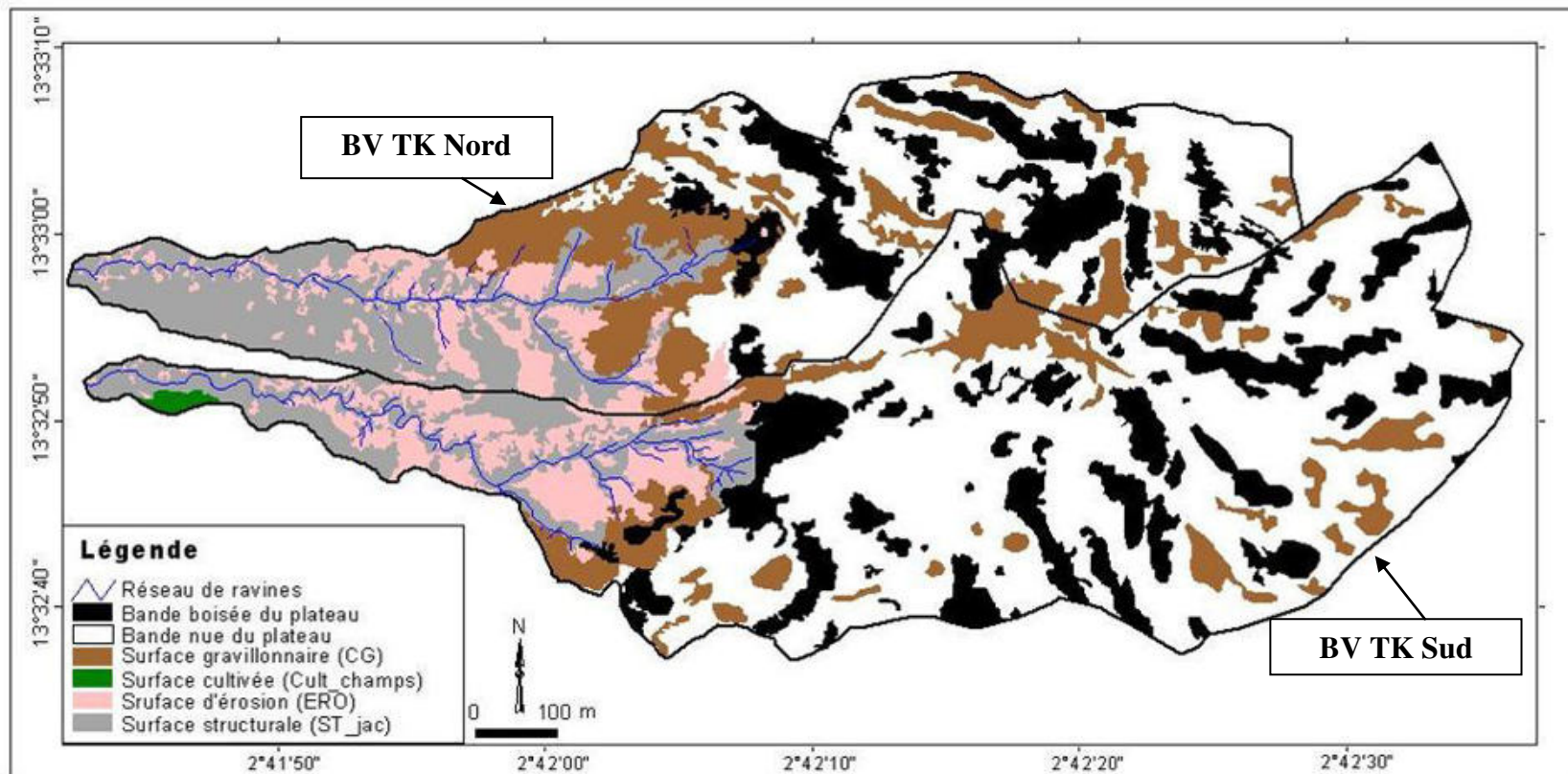


Figure 12. 8. Cartographie des surfaces élémentaires des bassins du site sédimentaire.

Ces deux bassins versants ont fait l'objet de nombreuses publications, mais pas sous cette configuration spatiale. En effet, leur délimitation, effectuée au courant des années 1990, incluait seulement une petite partie des surfaces élémentaires du plateau (représentées ici en bande boisée et bande nue). Les coefficients de ruissellement calculés sur la base de ladite délimitation sont parfois erronés car les quantités écoulées sur ces bassins dépassent largement les quantités qui y sont précipitées (valeurs  $> 1$ ). Ceci suggère soit un problème de délimitation, soit un développement du réseau hydrographique et donc une extension de son bassin d'alimentation. En tout état de cause, les observations effectuées en 2011 et 2012 (suivi des traces d'écoulement pendant la pluie) nous ont confirmé que les impluviums de ces ravines débordent largement les limites qui leur étaient attribuées. Nous avons, en conséquence, effectué une nouvelle délimitation en septembre 2013. La configuration actuelle de ces bassins résulte donc de cette délimitation.



### 12.2.2. Ecoulement et relation pluie-lame écoulée sur les bassins sédimentaire

Les premières mesures hydrométriques sur les bassins TK Sud et TK Nord datent des années 1990 et ont fait l'objet de plusieurs rapports (Le Breton, 2012 ; Descroix *et al.*, 2011 ; Esteves & Lapetite, 2003). Selon l'ancienne délimitation, ces bassins ont respectivement une superficie de 12 ha et 11 ha. En intégrant les surfaces élémentaires du plateau, ces bassins couvrent respectivement 35 et 23 ha. Les variables calculées sur la base de ces deux délimitations ne seront pas comparables. Nous limitons, en conséquence, notre analyse aux années 2011 et 2012 en utilisant la nouvelle délimitation des bassins. Les coefficients d'écoulement mesurés (Figure 12.9) sur ces deux bassins sont pratiquement identiques avec cependant une large variabilité sur le BV TK Sud (Tableau 12.4) sur les deux années.

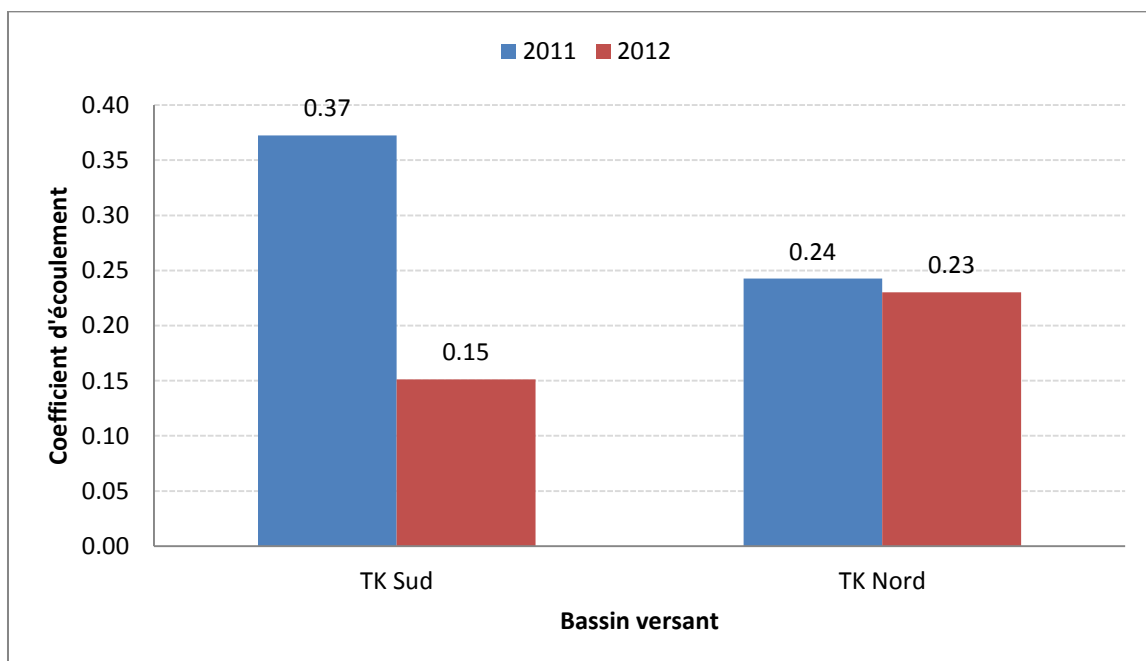


Figure 12. 9. Coefficients d'écoulement des bassins du site sédimentaire en 2011 et 2012.

Initialement, les mesures effectuées sur ces deux bassins visaient à faire ressortir l'influence de la diversité des surfaces élémentaires sur l'écoulement étant donné que le bassin TK Sud était cultivé alors que TK Nord ne l'est pas. Mais la faible proportion des surfaces cultivées sur TK Sud (0.4 %) reste finalement sans influence sur l'écoulement et ces deux bassins présentent le même coefficient. Mieux, les quantités d'eau écoulées présentent la même dépendance vis-à-vis de la pluie avec en revanche une faible dispersion et donc une corrélation plus élevée sur TK Nord (Figure 12.10).

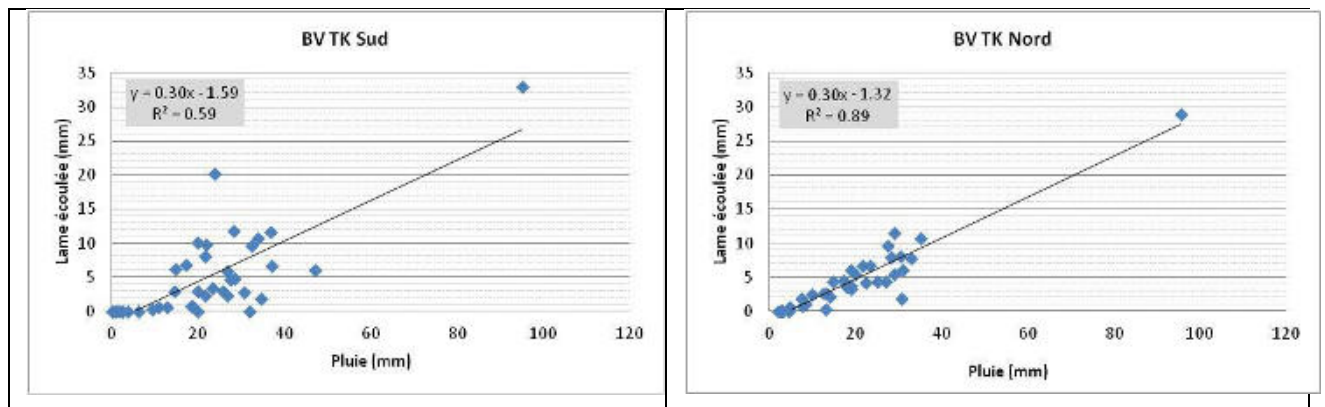


Figure 12. 10. Relation entre pluie et lame écoulée sur les bassins du site sédimentaire sur la période 2011-2012.

Sur le BV TK Sud, la relation pluie-lame écoulée est très pauvre en 2011, du fait éventuellement de la variabilité de la contribution des surfaces élémentaires du plateau à l'écoulement. Sur ce bassin, une grande partie de l'écoulement provenant du plateau s'accumule temporairement dans une dépression (mare de plateau) et n'atteint souvent le réseau du drainage que lorsque celle-ci se remplit. De ce fait, l'apport d'écoulement vers la ravine varie d'un événement à l'autre, surtout en début de la saison des pluies lorsque la mare est vide. L'année 2011 étant relativement peu pluvieuse, la faible contribution apportée est probablement à l'origine de la faible qualité de cette relation.

Tableau 12. 5. Récapitulatif des relations pluies et lames écoulées sur les BV sédimentaire.

Année de mesure	Pluie (mm)	Lame écoulée (mm)	Coefficient d'écoulement	Equation pluie-lame écoulée	Coefficient de détermination
<b>Bassin versant TK Sud</b>					
2011	280	104	0.37	<b>Le = 0.08 P +7.5</b>	<b>0.03</b>
2012	570	86	0.15	<b>Le = 0.3 P - 3</b>	<b>0.79</b>
<b>Bassin versant TK Nord</b>					
2011	151	37*	0.24	<b>Le = 0.34 P -1.4</b>	<b>0.93</b>
2012	573	132	0.23	<b>Le = 0.30 P - 1.6</b>	<b>0.89</b>

\* En 2011, un problème de réglage du Thalimedes de la station hydrométrique du bassin TK Nord n'a pas permis d'exploiter les données mesurées avant le 06 août. Donc, cette lame écoulée correspond aux mesures effectuées du 06 août à la fin de la saison des pluies.

Ces deux bassins, bien qu'ils présentent le même coefficient et la même relation globale entre pluie et lame écoulée, ne réagissent pas identiquement à une sollicitation pluviométrique. Il y a sans doute compensation, au moins partielle, entre l'effet de la mare de plateau qui tend à baisser les écoulements sur TK sud et sa plus grande proportion de plateau qui tend à les augmenter.

### 12.2.3. Réponse hydrologique des bassins du site sédimentaire

Le Tableau 12.6 donne les temps caractéristiques des quelques pluies enregistrées sur les bassins du site sédimentaire.

Tableau 12. 6 : Temps caractéristiques des bassins du site sédimentaire

Temps Date de pluie	Ecart entre début de pluie et début de l'écoulement (min)		Temps de montée (min)		Temps de base (min)	
	TK Sud	TK Nord	TK Sud	TK Nord	TK Sud	TK Nord
04/07/2012	19	24	82	62	137	93
24/07/2012	21	20	45	7	115	25
31/07/2012	9	12	18	15	84	44
03/08/2012	20	15	7	7	108	52
21/08/2012	24	20	8	9	41	28
02/09/2013	15	12	7	3	33	23

L'analyse de ce Tableau suggère que :

- ✓ l'écoulement arrive à la station de mesure à peu près au même moment sur les deux bassins, 10 à 15 min après le début de la pluie. Cependant, la montée des crues est plus rapide sur le bassin TK Nord. Le temps de montée, variable selon les caractéristiques des pluies, peut être très court mais semble très variable ;
- ✓ l'écoulement dure plus longtemps sur le bassin TK Sud. Le temps de base peut être de l'ordre de l'heure pour certaines averses.

En somme, nous retenons que la faible proportion des surfaces cultivées sur le bassin TK Sud n'influence pas l'écoulement sur ce bassin. Le coefficient d'écoulement et la relation pluie-lame écoulée sont les mêmes sur les deux bassins car les caractéristiques morpho-métriques, les surfaces élémentaires et leurs mosaïques sont bien comparables. Par ailleurs, la durée de l'écoulement est plus longue sur le bassin TK Sud, ce qui peut être lié au fonctionnement de la mare de plateau

### 12.3. Eléments d'explication sur la différence du fonctionnement des bassins étudiés en zones cristalline et sédimentaire

Sur la base des éléments exposés dans les paragraphes 12.1 et 12.2, nous tentons de dégager les principaux facteurs qui différencient l'écoulement et la réponse hydrologique sur les sites cristallin et sédimentaire.

En comparant les Tableaux 12.1 et 12.4, on remarque que les sites présentent des surfaces élémentaires communes (BIOL, ERO, ST\_jac, Cultural\_champs et surface gravillonnaire) mais aussi des surfaces spécifiques au site. Le site cristallin se distingue par la présence de surfaces d'affleurement de granite qui se caractérisent par un fort coefficient de ruissellement tandis que le site sédimentaire se démarque par les surfaces élémentaires du plateau, les bandes boisées et nues de brousse tigrée. En assimilant la capacité de production du ruissellement de la bande nue à celle d'une surface de type ERO (ce qui est très plausible ; Peugeot 1995 a trouvé un coefficient de ruissellement annuel de 0.5 à 0.58 sur le sol nu de plateau), on s'attendrait à un fort coefficient d'écoulement sur ce site au vu de la proportion qu'occupe cette surface. Cependant, le lien dynamique qui existe entre les bandes boisées et nues du plateau réduit de façon significative l'écoulement produit sur cette unité géomorphologique. En effet, la distribution spatiale de ces surfaces élémentaires, associée à la

faible pente du plateau confère à ces surfaces un fonctionnement qui se caractérise par la production et la ré-infiltration du ruissellement. Les ruissellements produits sur les bandes nues se ré-infiltrent dans les bandes boisées adjacentes en aval. Ces dernières absorbent ainsi une quantité conséquente du ruissellement et leur pérennité est fonction des ruissellements générés sur les bandes nues comme l'ont bien montré D'Herbès *et al.* (1997) et Seghieri *et al.* (1996)

Par ailleurs, la surface gravillonnaire, bien qu'elle soit présente sur les deux sites, présente un apport à l'écoulement mesuré à l'aval différent. Sur le site sédimentaire, sa situation sur le plateau, en association avec les bandes nues et boisées, fait que le ruissellement qu'elle produit alimente souvent la surface boisée. Sur le site cristallin par contre, sa position sur le versant accélère le ruissellement vers le réseau de drainage qui est d'ailleurs plus dense sur le site cristallin que sur le site sédimentaire. La faible densité de drainage du site sédimentaire s'explique par l'absence de ravinement sur le plateau. L'écoulement s'effectue en nappe et s'achève, dans bien des cas, dans les surfaces boisées ou dans les mares endoréiques du plateau.

La forte capacité de production du ruissellement des surfaces d'affleurement de granite et gravillonnaire et leur position topographique (en amont sur le versant), adjoints à un réseau de drainage relativement dense concourent au transfert rapide des volumes écoulés sur le site cristallin. La rapidité du transfert est également influencée par la faible ré-infiltrabilité constatée tant sur le versant que dans la ravine. En effet, pour vérifier l'épaisseur du dépôt sableux des ravines, nous avons effectué un sondage dans les ravines principales des bassins étudiés. Nous effectuons les mesures sur des sections tous les 10 à 15 m en suivant le sens longitudinal de la ravine principale. A chaque section, nous mesurons la profondeur de la roche en trois points dans le sens de la largeur de ravine (berge gauche, centre et berge droite). Ainsi, sur près de 180 points mesurés, le socle cristallin altéré affleure (en surface) dans la ravine principale du bassin MH1 dans 33 % des cas et dans 46 % des cas dans la ravine principale du bassin MH2 (Tableau 12.7).

Ces informations confirment, si besoin est, la faible possibilité de ré-infiltration dans les ravines du site cristallin.

Enfin, les coefficients d'écoulement fournis dans les Tableaux 12.3 et 12.6 et représentés sur la Figure 12.11 illustrent bien la plus forte proportion de l'eau des pluies écoulée sur le site cristallin par rapport au site sédimentaire.

*Tableau 12. 7. Epaisseur moyenne et écart type de dépôt sableux des ravines principales des bassins MH1 et MH2.*

	MH1	MH2
Epaisseur moyenne (cm)	13	17
Ecart type (cm)	12.5	23
% des valeurs nulles	33	46

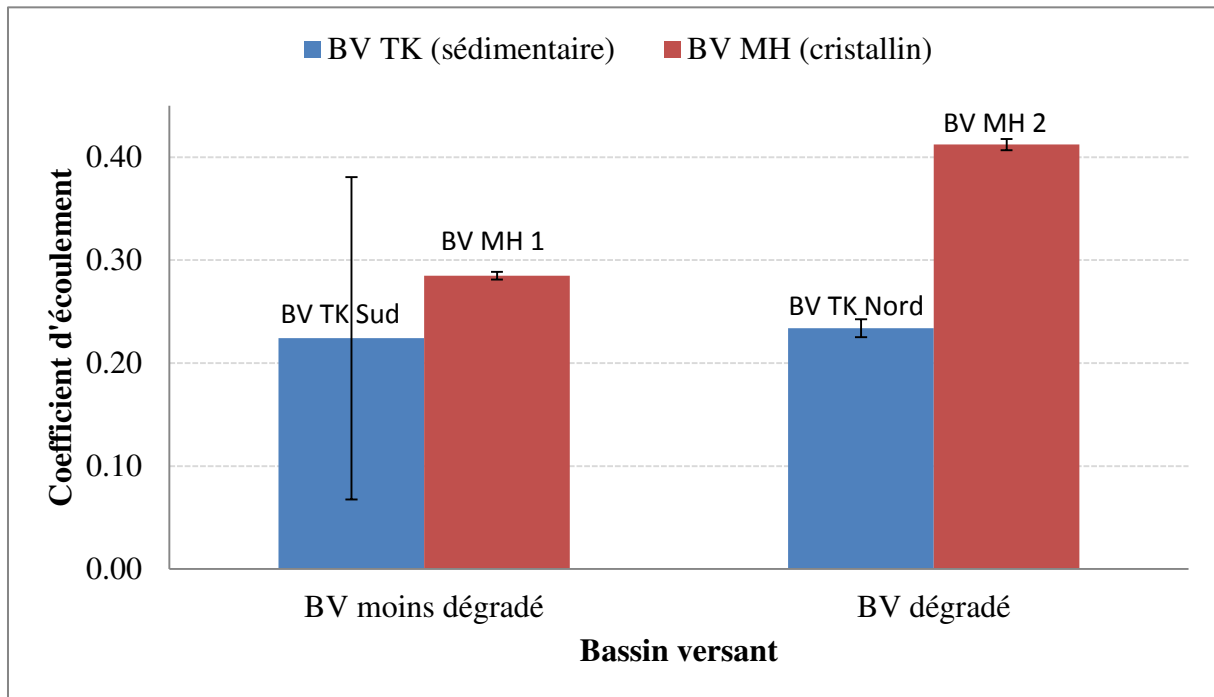


Figure 12. 11. Coefficients d'écoulement des bassins cristallin et sédimentaire moyennés sur la période 2011-2012.

La barre d'erreur représente un écart type

## Conclusion

L'étude du fonctionnement hydrologique effectuée dans ce chapitre permet de conclure que le transfert des volumes d'eau écoulée sur les bassins versants est plus important et plus rapide sur le site cristallin. L'analyse de la distribution spatiale des surfaces élémentaires, fondée sur la cartographie, permet d'expliquer cette rapidité du transfert par l'extension et la situation des surfaces à forte capacité de production du ruissellement en haut du versant. En outre le ruissellement produit atteint rapidement le réseau hydrographique. En ce qui concerne le volume écoulé plus important en zone de socle, cela est dû à la fois à des perméabilités de sols plus faible et à une moindre ré-infiltration dans le kori. Dans la partie suivante, nous allons voir si une modélisation des écoulements sans ré-infiltration permet de reproduire les volumes écoulés mesurés.



## Synthèse de la troisième partie

L'étude de l'infiltration effectuée à l'échelle ponctuelle sur les sites cristallin et sédimentaire a permis, par des méthodes variées, de mesurer les grandeurs d'infiltrabilité des différentes surfaces élémentaires. Sur le site sédimentaire, les valeurs ont été obtenues par infiltrométrie classique axisymétrique. Sur le site cristallin, nous avons employé la tensio-infiltrométrie 1D permettant de discriminer les propriétés de deux tranches de sol (0-3 et 3-6 cm). Une nouvelle méthodologie prometteuse fondée sur l'analyse du temps de saturation en fonction de l'intensité de pluie a donné des résultats compatibles avec la méthode précédente. L'infiltrabilité du sol varie horizontalement, mais aussi et surtout verticalement du fait des encroûtements qui couvrent la surface du sol sur de faibles épaisseurs. Les valeurs de conductivité mesurées sont globalement trois à cinq fois plus faibles en surface qu'en subsurface. L'existence de ces encroûtements superficiels justifie l'importance du ruissellement du type hortonien observé sur nos sites d'études, tout comme dans la majeure partie de l'espace sahélien. Ce type de ruissellement se déclenche dès que l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol<sup>1</sup>. La Figure 10. 17 nous enseigne que cette capacité d'infiltration est généralement faible sur les différents états de surface étudiés. Dès que l'intensité atteint l'ordre de 10 mm/h, le ruissellement naît sur les croûtes ERO et BIOL et son volume augmente au fur et à mesure que l'intensité de la pluie augmente. Lorsque l'intensité de la pluie atteint ou dépasse les 20 mm/h, toutes les surfaces produisent du ruissellement à l'exception, éventuellement, des surfaces récemment sarclées. Ces dernières ruissellent aussi effectivement comme les surfaces structurales de jachère dès qu'elles ont subi un cumul de pluie de l'ordre de 70 mm après le sarclage. En conséquence, le ruissellement est souvent élevé sur les surfaces élémentaires comme l'illustre la Figure 11. 11, en particulier sur le site cristallin où le plus faible coefficient mesuré est de l'ordre de 25 % de la pluie. En outre, trois des six états de surface étudiés sur ce site ont un coefficient du ruissellement de l'ordre de 60 %. Vue la proportion qu'occupent ces états ruisselants à l'échelle des bassins versants (cf. Tableau 12. 1) et la faible ré-infiltration observée sur ces derniers, la Figure 12. 11 permet de comprendre pourquoi les écoulements sont plus importants sur le site cristallin.

Par ailleurs, le Tableau 11. 6 permet d'affirmer que certains états de surface, bien qu'ils soient communs, ne se comportent pas de manière identique en zone cristalline ou sédimentaire. La différence de comportement est observée tant à l'échelle ponctuelle (conductivité hydraulique) qu'à l'échelle de la surface élémentaire (coefficient de ruissellement). Seule la croûte ERO présente une quasi-égalité de réaction sur les deux sites, à cause probablement de l'état de dégradation ultime qu'elle a atteint. Les différences significatives sont observées sur les surfaces structurales (ST\_jac) et cultivées. Ces surfaces ont un potentiel ruisselant plus élevé sur le site cristallin.

Entre ces lignes, nous déduisons donc que les cours d'eau du domaine cristallin ne sont pas exoréiques fortuitement. Les éléments sus mentionnés (faible conductivité à l'échelle ponctuelle, faible ré-infiltrabilité dans les ravines, fort coefficient de ruissellement sur les surfaces élémentaires, fort coefficient d'écoulement à l'échelle des bassins, forte densité de

---

<sup>1</sup> Nous verrons au chapitre 13 que, sur notre site d'étude, la capacité d'infiltration tend très vite vers la conductivité hydraulique.

drainage) en sont les multiples causes. En conséquence, les principaux affluents du fleuve Niger et leur influence sur le régime du fleuve à Niamey (formation de la crue rouge) doivent, au moins en partie, leur existence au socle cristallin du Liptako.



# 4<sup>ème</sup> Partie

## *Exploitation des résultats expérimentaux en vue d'une modélisation des écoulements*

*En se basant sur les résultats des mesures expérimentales ponctuelles du site cristallin, nous utilisons le modèle de Green et Ampt pour simuler les écoulements à l'exutoire des bassins expérimentaux en deux temps.*

*Dans un premier temps (chapitre 13), nous intégrons les conductivités mesurées in situ dans l'équation d'infiltrabilité pour simuler les ruissellements générés sur les surfaces élémentaires. Le résultat de ces simulations, comparé au ruissellement réellement mesuré sur les parcelles est satisfaisant. Ensuite, dans un deuxième temps (chapitre 14), nous assimilons le fonctionnement des bassins à celui des surfaces élémentaires pour produire l'écoulement en spatialisant l'infiltrabilité en leurs seins. En faisant l'hypothèse d'une ré-infiltration quasi-nulle sur le versant, les ruissellements simulés sur les surfaces élémentaires atteignent progressivement le réseau hydrographique (temps d'arrivée variable selon la distance de chaque surface par rapport au réseau mais avec une vitesse uniforme et constante) et arrivent à l'exutoire lorsqu'ils auront saturé les couverts sableux des ravines principales des bassins. Les hydrogrammes simulés reproduisent assez bien les caractéristiques des hydrogrammes mesurés.*

*Enfin, le dernier chapitre de ce travail (chapitre 15), décrit les relations pluie-débit en lien avec l'occupation des sols sur le bassin cristallin de Dargol en vue d'une perspective de modélisation allant des bassins expérimentaux aux grands bassins.*

Chapitre 13. Modélisation de la production du ruissellement par état de surface sur le site cristallin : du ponctuel à la surface élémentaire

Chapitre 14. Modélisation de l'écoulement sur le site cristallin : de la surface élémentaire aux bassins versants expérimentaux

Chapitre 15. Occupation des sols et relation pluie-débit sur le bassin du Dargol



## Chapitre 13. Modélisation de la production du ruissellement par état de surface sur le site cristallin : du ponctuel à la surface élémentaire

### *Introduction*

---

*Sur le site cristallin, l'utilisation des conductivités hydrauliques (mesurées à l'échelle ponctuelle) dans le modèle d'infiltrabilité de Green et Ampt nous permet de simuler le ruissellement produit sur des surfaces élémentaires. Les ruissellements ainsi calculés sont comparés à ceux mesurés sur les parcelles expérimentales. Le résultat de la simulation est satisfaisant en choisissant bien le potentiel matriciel de front d'humidification. Ce modèle offre la possibilité de prendre en compte l'évolution des états de surface (un exemple est ici démontré sur la surface cultivée) et paraît, relativement, performant, comparé à deux autres méthodes de prédiction ici utilisées.*

---

### 13.1. Variables d'entrées du modèle d'infiltrabilité utilisé

Le modèle de Green et Ampt (cf. chapitre 5, § 5.5.1 et chapitre 8, § 8.4) utilisé dans ce travail pour prédire l'infiltration et, par suite, le ruissellement utilise les entrées suivantes : la conductivité hydraulique, l'intensité variable de la pluie, les teneurs en eau initiale et finale et le potentiel matriciel  $hf$ .

#### 13.1.1. La conductivité hydraulique

Nous rappelons que nous avons mesuré la conductivité hydraulique sur quatre des six états de surface du site cristallin. Les valeurs de conductivité (il s'agit des conductivités mesurées en surface, entre 0-3 cm) obtenues et présentées dans le chapitre 10 (Figure 10. 9) sont ainsi exploitées pour simuler le ruissellement par état de surface en les intégrant dans l'Equation 8.4. Pour des raisons de simplicité, nous utilisons seulement les conductivités mesurées en surface (0-3 cm). Ce choix se justifie par le fait que le fonctionnement hydrodynamique des sols multi-couches est plutôt piloté par le fonctionnement des couches à faible valeur de conductivité<sup>1</sup>. L'utilisation simultanée des valeurs de conductivité mesurées en surface (0-3 cm) et en sub-surface (3-6 cm) dans ce modèle reste pour l'instant en perspective.

#### 13.1.2. L'intensité de la pluie

Elle est déterminée grâce aux pluviographes installés sur le site d'étude. Ainsi, pour chaque événement pluvieux, nous représentons le hyétogramme de la pluie avec un pas de temps de 15 secondes. Ce hyétogramme événementiel permet, en le comparant à la courbe d'infiltrabilité (cf. Figure 8.2.) de déterminer la pluie nette qui est la fraction de l'averse qui va potentiellement ruisseler, sinon stagner à la surface si le micro relief est suffisant.

---

<sup>1</sup> On sait que les conductivités équivalentes en série sont des moyennes harmoniques des conductivités mises en jeu.

### 13.1.3. La teneur en eau initiale

La teneur en eau initiale (cf. paragraphe 11.3.1 pour la méthode de mesure) mesurée quotidiennement sur chaque état de surface est utilisée dans le modèle pour déterminer instantanément la profondeur du front d'humidification ( $Z_f$ ). Cette profondeur évolue au cours d'une averse en fonction de l'intensité et du gradient d'humidité  $\Delta\theta$  (cf. Equation 8.6). La mesure de la teneur en eau initiale ( $\theta_i$ ) est effectuée en 2012 et 2013. Pour simuler et reproduire les lames ruisselées en 2011 avec le modèle de GA, sachant que nous ne disposons pas des teneurs en eau initiales pour cette année, nous nous servons des  $\theta_i$  mesurées en 2012 pour reconstituer les  $\theta_i$  des jours pluvieux de 2011. En effet, pour un état de surface donné, le ruissellement n'est observé que si celui-ci se sature. En considérant donc une teneur en eau volumique saturante constante d'une pluie à l'autre, nous avons sélectionné les teneurs en eau finales ( $\theta_f$ , mesurées juste après la pluie) de toutes les pluies ayant produit du ruissellement en 2012 afin de suivre la régression de ces teneurs en eau en fonction des jours secs qui séparent une pluie ruisselante d'une autre qui la succède. Le Tableau 13.1 résume ce discours. En représentant graphiquement les teneurs en eau en fonction des jours secs, nous obtenons des fonctions, de type exponentiel, décroissantes (Tableau 13.1) qui nous permettent de déterminer la teneur en eau d'un jour Y suivant le nombre de jours qui le sépare d'une pluie ruisselante. La Figure 13.1 illustre l'exemple de la régression obtenue pour BIOL (l'évolution de la teneur en eau sur les autres états de surface est donnée en Annexe D)

Tableau 13. 1. Evolution des teneurs en eau de surface (0-5 cm) n jours après de pluie ruisselante.

Les moyennes sont obtenues sur l'ensemble des parcelles d'un même état de surface et sur plusieurs chroniques d'après-pluie.

Nombre $n$ de jour après la pluie ruisselante :	0*	1	2	3	4	5	6	Equation de la régression exponentielle
$\theta$ moyen_BIOL	0.23	0.19	0.15	0.11	0.08	0.05	0.05	$Y = 0.2429e^{(-0.283n)}$
$\theta$ moyen_ERO	0.23	0.19	0.16	0.14	0.14	0.12	0.11	$Y = 0.197e^{(-0.084n)}$
$\theta$ moyen_ST (jac)	0.18	0.15	0.14	0.12	0.1	0.09	0.09	$Y = 0.169e^{(-0.109n)}$
$\theta$ moyen_Cult (champ) **	0.20	0.16	0.13	0.11	0.08	0.09	0.05	$Y = 0.1957e^{(-0.198n)}$
$\theta$ moyen_Cult (champ) ***	0.23	0.17	0.14	0.12				$Y = 0.223e^{(-0.218n)}$

\*Zéro (0) jour de pluie signifie que la mesure de  $\theta$  est effectuée juste après la pluie ;

\*\* Concerne les mesures effectuées sur le champ avant le sarclage

\*\*\* Concerne les mesures effectuées sur le champ après le sarclage

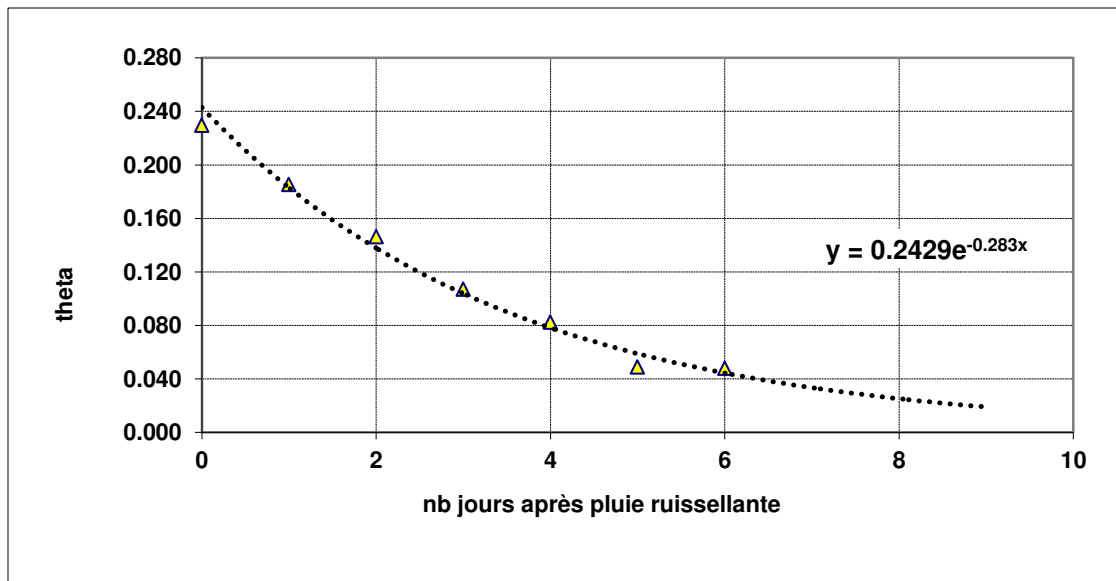


Figure 13. 1. Décroissance de la teneur en eau en 2012 au cours des jours sans pluies sur l'état de surface BIOL (site cristallin). Mesures (triangles) et ajustement exponentiel (tirets).

Nous avons, sur la base des équations de régression ainsi obtenues, reconstitué les teneurs en eau initiales préalables aux différentes pluies observées en 2011 pour chaque état de surface.

#### 13.1.4. La teneur en eau finale

La teneur en eau finale du sol d'un état de surface est normalement la même après toutes les pluies qui produisent du ruissellement car, en principe, il n'y a ruissellement que si le sol se sature en surface. Bien sûr, ce constat théorique suppose une surface homogène ce qui n'est jamais vraiment vérifié. Néanmoins, même en cas de ruissellement sous saturation partielle de la surface (percolation), il est probable (et nous le supposons) qu'il se déclenche toujours à la même teneur en eau moyenne. De ce fait, pour déterminer la teneur en eau finale des différents états de surface, nous avons effectué quelques mesures de  $\theta$  après les pluies avec l'humidimètre SM200. Par ailleurs, nous avons également mesuré la teneur en eau finale gravimétrique par état de surface en prélevant des échantillons de sol (méthode du cylindre) après la pluie afin de déterminer la teneur en eau volumique. Néanmoins, ces mesures ne peuvent en général être faites immédiatement à l'arrêt de la pluie. Elles sous-estiment donc la teneur en eau finale. Nous avons, finalement, utilisé les densités mesurées au cylindre en considérant la teneur en eau finale égale à 90 % de la porosité.

#### 13.1.5. Le potentiel matriciel au front d'humidification ( $hf$ )

Le terme de l'Equation 5.23 exprime le potentiel de front  $hf$  ( $< 0$ ) comme l'inverse du paramètre  $\alpha$  (Gardner, 1958). Les seules valeurs de  $\alpha$  rencontrées dans la littérature pour la zone sahélienne sont fournies par Vandervaere (1995) pour la brousse tigrée du site sédimentaire. Ces valeurs ne sont pas nécessairement applicables dans notre cas. Pour obtenir des valeurs optimales de  $hf$ , nous avons corrélé les lames ruisselées  $Lr$  mesurées et calculées suivant la méthode exposée au chapitre 8, paragraphe 8.4 jusqu'à l'obtention du meilleur accord (pente proche de 1 et coefficient de détermination ( $r^2$ ) élevé) selon la pression. Le

potentiel  $hf$  est donc obtenu par calage au niveau des ruissellements de parcelles. Les teneurs en eau initiales ( $\theta_i$ ) sont connues a priori (car elles sont mesurées quotidiennement). Les valeurs optimales de  $hf$  qui en résultent (Tableau 13.2) sont très proches de zéro. La succion de front la plus forte est celle de l'état cultivé (mil) ce qui est contraire aux estimations de taille de pore données au chapitre 10 (Tableau 10.9). Cette valeur (-15 mm) résulte cependant d'une moyenne sur des événements se produisant sur des états variés par rapport à la date de sarclage ce qui complique l'analyse. En tout état de cause, toutes les succions de front restent faibles ce qui est conforme avec la texture sableuse des sols.

Ces faibles succions ont pour conséquence une faible sensibilité aux conditions d'humidité initiale. Les quantités infiltrées calculées seront finalement assez proches, que le bassin soit initialement sec ou déjà humide. On retrouve là une observation déjà faite trois fois au cours de notre travail (à l'échelle ponctuelle, avec les mesures de ruissellement de parcelles et avec les mesures d'écoulement de bassin).

Tableau 13. 2. Pressions ( $hf$ ) calées et teneurs en eau ( $\theta_f$ ) mesurées des états de surface du site cristallin pour la modélisation du ruissellement.

	BIOL	ERO	ST (jac)	Cultural (champ)
$hf$ (mm)	-3	-0.5	-0.5	-15
Teneur en eau ( $\theta_f$ )	0.364	0.355	0.362	0.397

### 13.2. Les ruissellements mesurés et calculés

Nous avons calculé, pour tous les événements pluvieux observés de 2011 à 2013, les ruissellements par la méthode décrite au chapitre 8 (§ 8.4) afin de les comparer à ceux réellement mesurés sur les parcelles élémentaires. Il peut néanmoins y avoir des événements ne donnant pas de ruissellement soit pour les mesures, soit pour les valeurs calculées, soit pour les deux. Le Tableau 13.3 résume le nombre d'événements concernés.

Tableau 13. 3. Nombres d'événements de pluie observée, des ruissellements mesurés et calculés de 2011 à 2013.

	Nb de pluie > 1 mm (2011-2013).	Nb Evts mesurés	Nb Evts Lr mesurée = 0 Lr calculée = 0	Nb Evts Lr mesurée = 0 Lr calculée #0	Nb Evts Lr mesurée # 0 Lr calculée = 0
BIOL	99	67	7	6	1
ERO	99	67	3	2	1
ST (jac)	99	62*	6	8	2
Cult (champ)	99	63	12	2	4

\* Le nombre d'événements mesurés sur ST (jac) est de 62 mais les mesures considérées valables sont limitées à 51. Les mesures de 2011 ne sont pas retenues à cause des animaux qui s'abreuvent souvent dans les tonneaux de collectes lorsque ceux-ci ne sont pas fermés.

#### 13.2.1. Les ruissellements mesurés et calculés sur les surfaces non cultivées

##### ➤ Sur la croûte BIOL

La Figure 13.2 illustre la simulation du ruissellement sur la croûte BIOL pour l'événement pluviométrique du 18/09/2011 à titre d'exemple. En comparant la distribution des intensités et l'évolution de l'infiltrabilité sur un pas de temps de 15 secondes, on constate que

l'infiltrabilité de cette surface décroît rapidement durant les trois ou quatre 1<sup>ères</sup> minutes de la pluie pour évoluer faiblement par la suite au voisinage de la valeur de la conductivité qui est de 13 mm/h. Ainsi, toute la fraction de pluie dont l'intensité est supérieure à la courbe d'infiltrabilité correspond à la pluie nette (cf. Figure 8.2.), soit donc à la lame d'eau qui va ruisseler. Les pluies nettes des 67 événements pluviométriques sont ainsi calculées puis comparées aux ruissellements mesurés durant les mêmes événements sur les parcelles BIOL. La Figure 13.3 présente la corrélation des lames ruisselées mesurées et calculées sur BIOL. Sur cet état, comme sur tous les autres (paragraphes suivants), les droites de régression sont forcées sur l'origine (ce qui ne peut que diminuer le coefficient de corrélation) ce qui est physiquement plus cohérent.

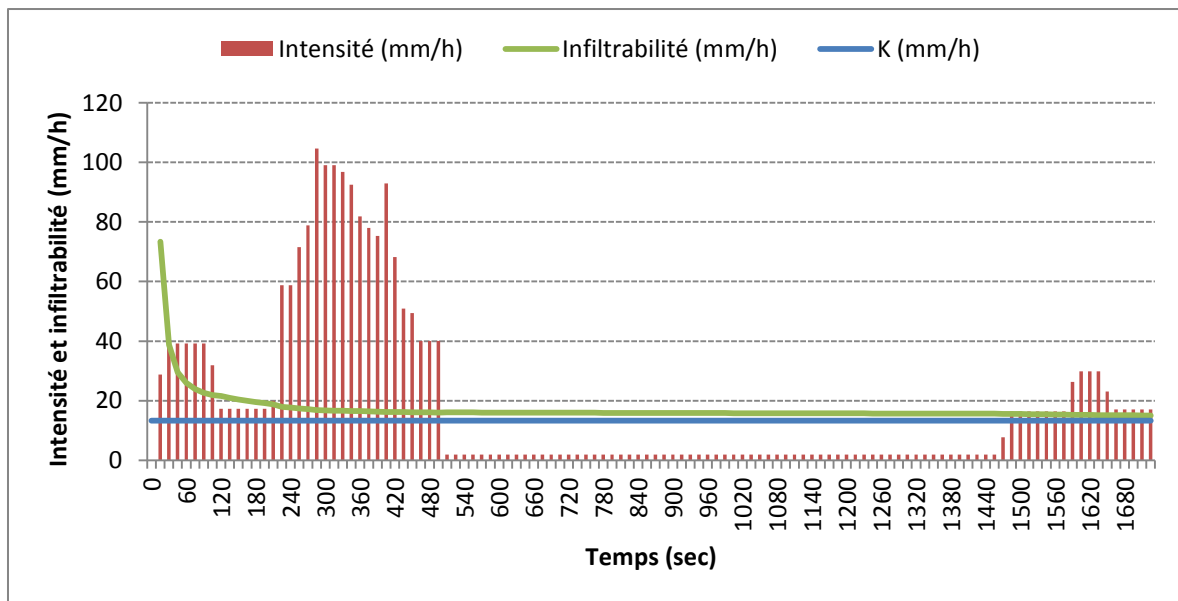


Figure 13. 2. Exemple de prédiction du ruissellement sur la côte BIOL (événement du 18 septembre 2011).

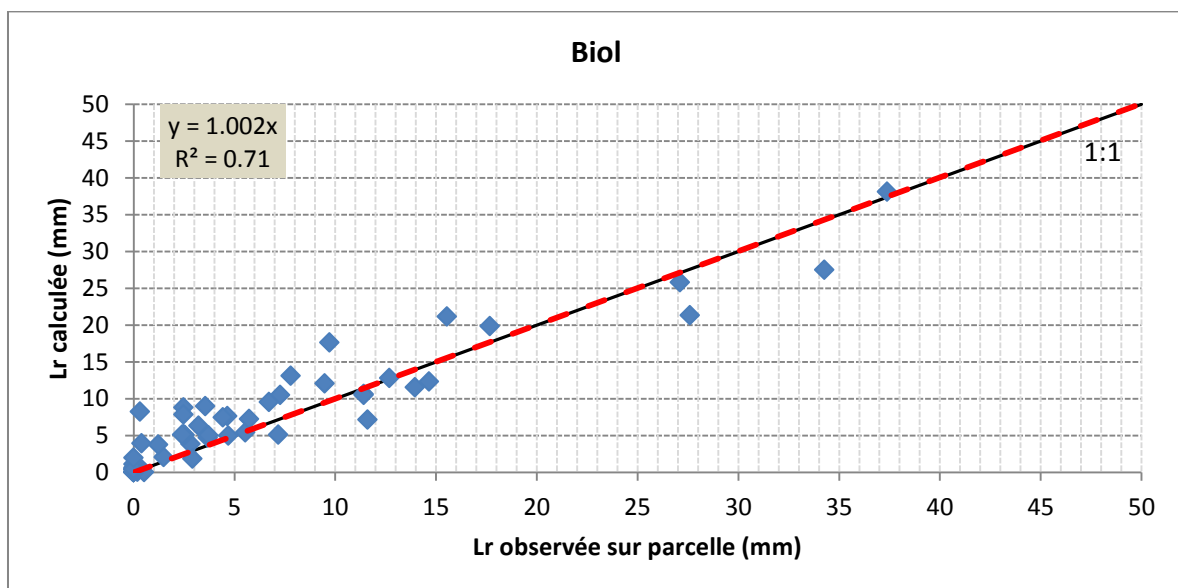


Figure 13. 3. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés sur la croûte BIOL. Droite de régression (en pointillé rouge) et première bissectrice (en noir).

La Figure 13.3 illustre bien (avec un  $r^2$  de 0.71) la corrélation sans biais (pente proche de 1) entre la lame ruisselée mesurée et celle calculée par le modèle de Green et Ampt.

Cependant, le modèle surestime le cumul de ruissellement observé. L'écart de cumul entre les lames mesurées et celles calculées sur les 67 événements est de l'ordre de 80 mm, soit 17 % du total observé qui est de 450 mm. Toutefois, le sous cumul des lames observées peut être lié à l'influence des croûtes structurales sous-jacentes à la croûte BIOL. En effet, Malam Issa *et al.* (2011) ont montré que le ruissellement produit sur la croûte BIOL est fonction de la croûte sous-jacente à celle-ci. La croûte BIOL/ERO tend à augmenter le ruissellement tandis que la BIOL/ST diminue le ruissellement. Dans notre cas, il est difficile de lier les écarts des lames ruisselées mesurées et calculées aux effets des couches sous-jacentes à la croûte BIOL étant donné que les lames ruisselées mesurées représentent une moyenne de plusieurs parcelles BIOL même si par ailleurs la Figure 11.12 fournit une proportion relativement plus élevée de ST en association avec BIOL.

### ➤ Sur la croûte ERO

La Figure 13.4 illustre la prédiction du ruissellement sur ERO. En comparant cette Figure à celle de BIOL pour le même événement (Figure 13. 2), on remarque que l'infiltrabilité initiale est ici plus faible et que le régime permanent s'établit presque immédiatement.

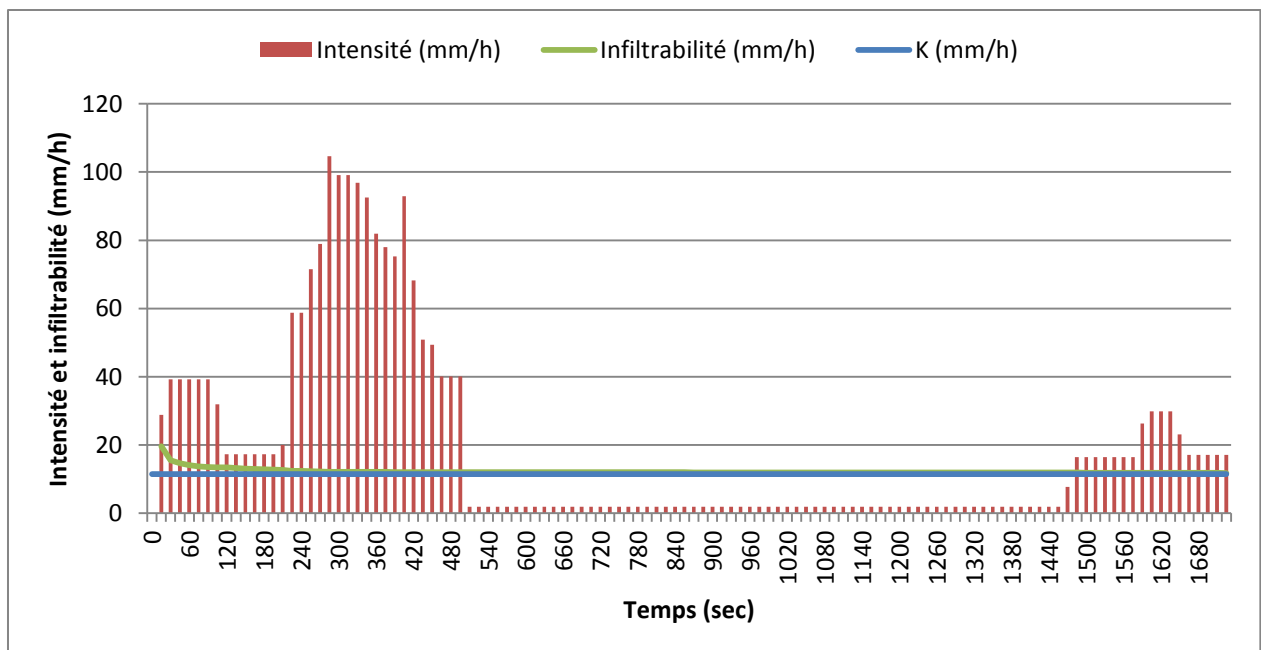


Figure 13. 4. Exemple de prédiction du ruissellement sur la croûte ERO (événement du 18 septembre 2011).

La Figure 13.5, représentant les ruissellements mesurés et calculés sur ERO, met en évidence une sous-estimation des lames calculées de l'ordre de 15 % (pente 0.84) par rapport à celles réellement mesurées. Cette sous-estimation des lames ruisselées traduit probablement une exagération de la conductivité mesurée sur cet état de surface.



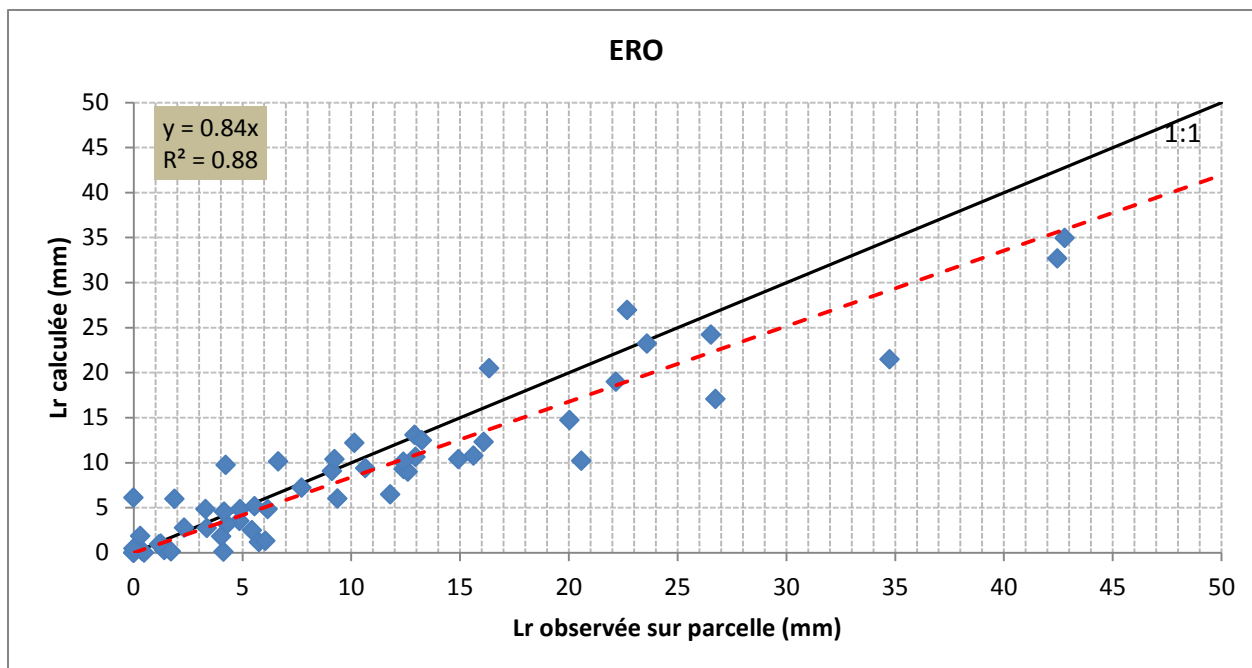


Figure 13. 5. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés sur la croûte ERO. Droite de régression (en pointillé rouge) et première bissectrice (en noir)

➤ **Sur la ST (jachère)**

La corrélation concerne les mesures effectuées en 2012 et en 2013. Les mesures de 2011 sont isolées à cause des raisons invoquées plus haut.

La Figure 13.6 représente une bonne corrélation sans biais (pente 0.98) que celle de la croûte BIOL.

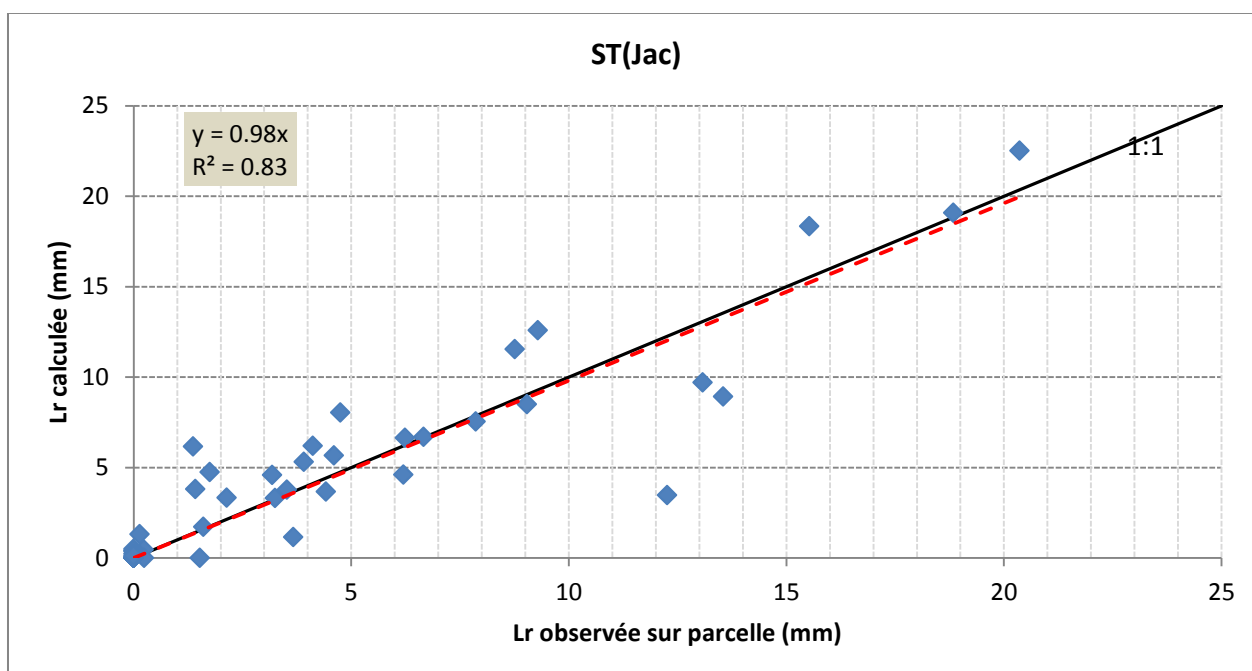


Figure 13. 6. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés sur ST (jac). Droite de régression (en pointillé rouge) et première bissectrice (en noir).

Le cumul des ruissellements mesurés diffère de celui calculé de 10 mm seulement, soit 5 % du total observé qui est de 190 mm. La prédiction est bien faite tant en cumul événementiel qu'en cumul saisonnier. La valeur de conductivité ainsi utilisée pour la prédiction nous semble donc bien représentative des ST (jac).

### 13.2.2. Les ruissellements mesurés et calculés : cas de la surface cultivée

Comparée aux autres surfaces non cultivées qui ne subissent quasiment aucune modification de la structure, la surface cultivée présente la particularité d'être remaniée d'une période à l'autre au cours de la saison des pluies. Ce remaniement engendre une profonde modification de la structure du sol en surface (sur les dix 1<sup>ers</sup> cm), et donc celle des conditions d'infiltrabilité aussi. Ainsi pour simuler le ruissellement sur cette surface, nous considérons deux cas de figures. La première option consiste à utiliser une seule valeur de conductivité (comme sur les autres états de surface) dans l'Equation 8.4 durant toute la saison des pluies. Dans le deuxième cas, on se propose d'utiliser des valeurs variables de conductivité en tenant compte des dates des remaniements (sarclage).

#### ➤ 1<sup>ère</sup> option : utilisation d'une valeur fixe de conductivité dans l'Equation 8.4

Pour simuler le ruissellement produit sur la surface cultivée dans ce cas, nous utilisons une seule valeur de conductivité durant toute la saison de pluies. La conductivité moyenne de toutes les mesures effectuées sur la surface cultivée (Figure 10.9) est ainsi utilisée. Les lames ruisselées calculées et celles réellement mesurées sur les parcelles sont corrélées et représentées sur la Figure 13.7.

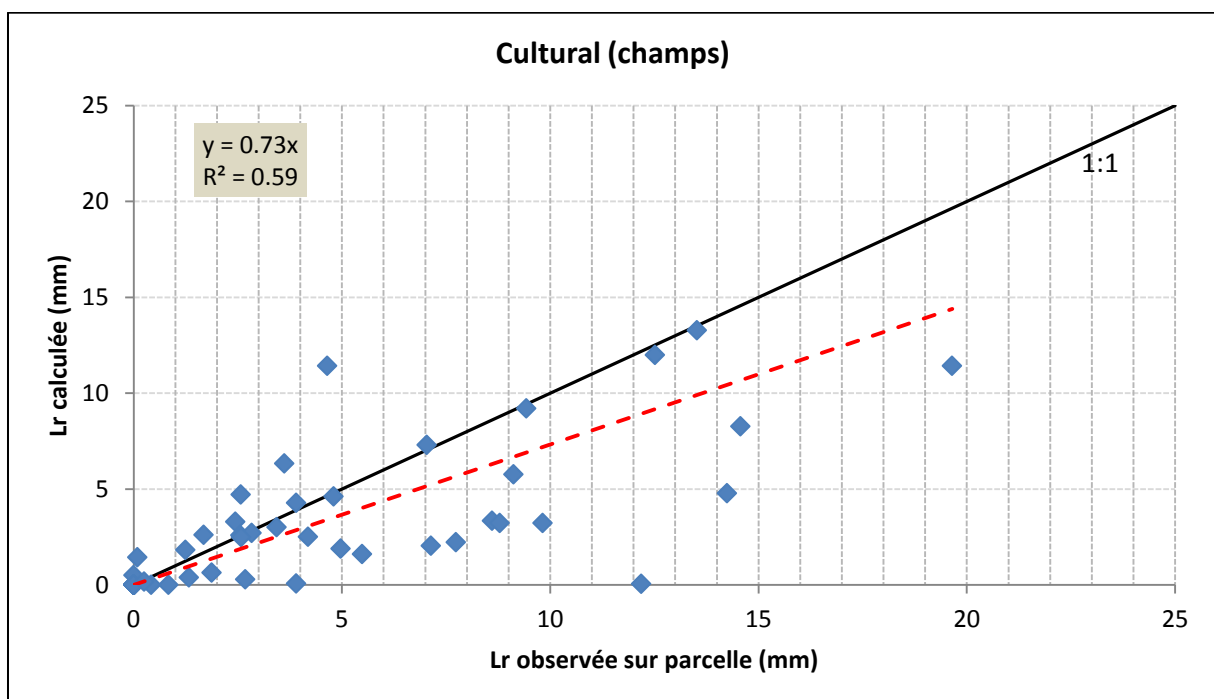


Figure 13. 7. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés (avec K fixe) sur Cult. (Champ).

Droite de régression (en pointillé rouge) et première bissectrice (en noir).

En attribuant une même valeur de conductivité à tous les événements ruisselants, nous sous-estimons significativement (de plus de 25 %) le ruissellement observé et ceci, malgré le calage du potentiel de front hf. On voit ici le fait, important à souligner, qu'il n'existe pas forcément toujours une valeur de hf qui permette de reproduire les ruissellements de parcelles. La bonne reproduction, dans les autres cas, après calage de la valeur de hf constitue donc bien un élément de validation des conductivités mesurées. Dans le cas présent, la sous-estimation observée est sûrement due à la valeur relativement élevée de la conductivité (38 mm/h) attribuée à tous les événements, sans distinction du potentiel ruisselant des événements qui viennent avant ou après le sarclage. Dans les faits, les événements pluvieux qui surviennent après le sarclage ruissellent faiblement à cause du remaniement effectué. En revanche, les événements qui viennent avant ou longtemps après le sarclage produisent plus de ruissellement puisque la structure du sol est relativement compacte. En prenant une seule conductivité, nous exagérons le ruissellement des événements pluvieux qui se produisent après le sarclage tandis que nous le sous-estimons pour ceux observés avant ou longtemps après le sarclage. Les effets ne se compensent pas puisque globalement le ruissellement est sous-estimé sur la Figure 13.7.

➤ **2<sup>ème</sup> option : utilisation d'une conductivité variable dans l'Equation 8.4**

Cette option consiste à faire varier la conductivité dans l'Equation 8.4 selon le cumul de pluie enregistré depuis le sarclage. Cinq sarclages sont au total réalisés entre 2011 et 2013 (Tableau 13.4) dont un en 2011, deux en 2012 et deux en 2013. L'année 2011 étant mauvaise, sur le plan agricole, le deuxième sarclage n'a pas eu lieu.

*Tableau 13. 4. Dates de sarclage des parcelles cultivées*

	1 <sup>er</sup> sarclage	2 <sup>ème</sup> sarclage
2011	28 août	
2012	17 juillet	20 août
2013	21 juillet	26 août

L'utilisation d'une conductivité variable consiste à changer celle-ci pour chaque événement afin de prédire le ruissellement. La valeur de K dépend alors du cumul de pluie enregistré depuis le sarclage. Elle est élevée pour des événements qui surviennent juste après le sarclage et décroît au fur et à mesure que le cumul de pluie devient important. En effet, conformément à la méthode décrite au paragraphe 6.2.2 qui nous a permis de suivre l'évolution de K en fonction du cumul de pluie depuis le sarclage, nous avons représenté l'évolution décroissante (de 120 mm/h à 10 mm/h) de K (cf. Figure 10. 11) pour les mesures réalisées ( six mesures de K en fonction du cumul de pluie exactement). La valeur de conductivité de 120 mm/h est mesurée sur une surface ayant subi une pluie de 10 mm. Pour avoir les conductivités des surfaces qui ont subi un cumul de pluie inférieur à 10 mm, nous établissons une extrapolation (Figure 13.8) couvrant une large gamme de K pour des cumuls de pluie enregistrés. La valeur minimale de pluie retenue est de 5 mm. La plus grande valeur de K est, dans ce cas, de l'ordre de 170 mm/h qui correspond donc à la conductivité d'une surface fraîchement sarclée et/ou ayant subi une précipitation dont le cumul est inférieur ou égale à 5 mm. La plus faible valeur

de K utilisée est de l'ordre de 7 mm/h pour un cumul d'environ 180 mm. Il s'agit ici des valeurs extrapolées.

Connaissant la date du sarclage, pour prédire le ruissellement d'une pluie de rang  $n$  sur la base de ces résultats, il suffit de cumuler les pluies enregistrées depuis le sarclage jusqu'à la pluie de rang  $n-1$ , chercher la conductivité lui correspondant et l'intégrer dans la formule d'infiltrabilité (Equation 8.4). De la sorte, nous avons calculé les ruissellements de la surface cultivée pour tous les événements pluvieux de 2011 à 2013. Pour déterminer les conductivités à utiliser pour des pluies qui surviennent avant le 1<sup>er</sup> sarclage de l'année, nous commençons le cumul à partir de la 1<sup>ère</sup> pluie de la saison.

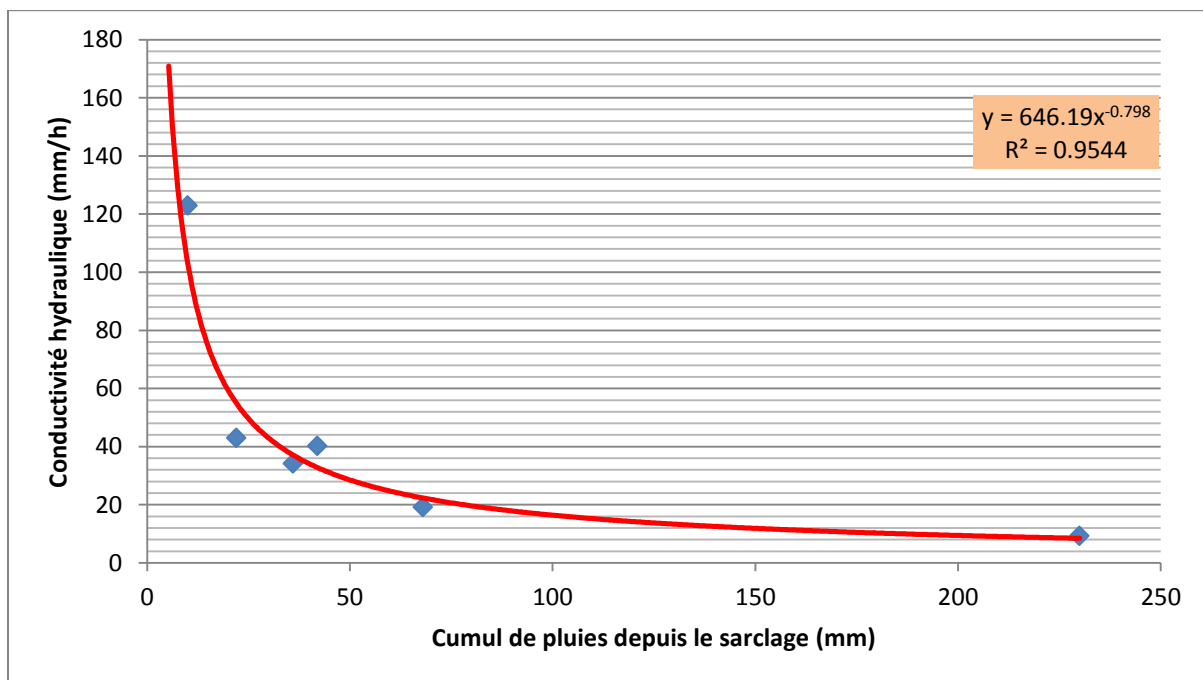


Figure 13. 8. Ajustement de la conductivité de surface cultivée en fonction du cumul de pluie. Mesures (losanges) et ajustement (tiret)

L'utilisation d'une conductivité variable permet d'améliorer très nettement la prédiction du ruissellement des surfaces cultivées comme l'illustre la Figure 13.9. En comparant celle-ci à la Figure 13.7, on remarque que la pente (0.99) et le coefficient de corrélation (0.82) sont devenus bien meilleurs.

De plus, l'écart de cumul entre le ruissellement mesuré et le ruissellement calculé n'est que de 6 mm sur les trois ans de mesure, soit 3 % du total mesuré qui est de 235 mm. Les coefficients de ruissellements  $K_r$  mesuré et calculé sont absolument identiques ( $K_r$  mesuré = 24.7 ;  $K_r$  calculé = 24.8), ce qui est sans doute chanceux mais reste quand même remarquable.

En somme, nous en concluons donc que le modèle de Green et Ampt offre la possibilité de prendre en compte l'évolution des états de surface dans la prédiction. Pour le cas particulier des surfaces cultivées, cette prise en compte permet d'améliorer substantiellement le calcul et la prédiction du ruissellement en faisant attribuer une infiltrabilité variable (et donc des probabilités différentes de production du ruissellement) selon les pratiques culturales.

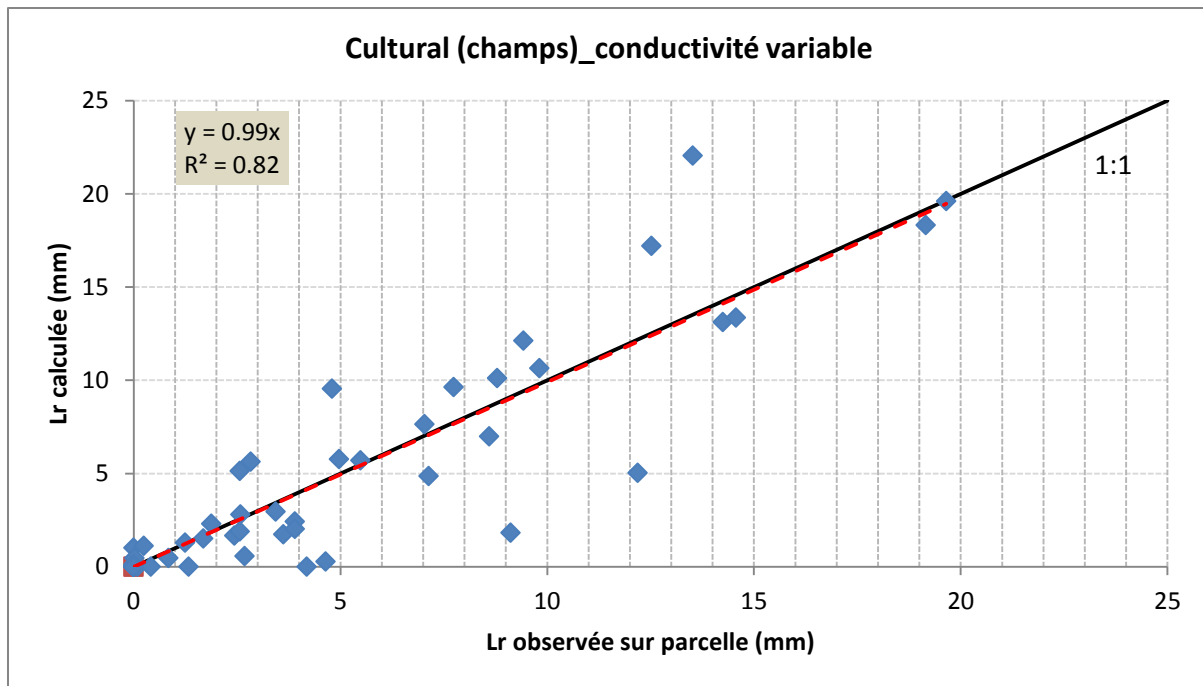


Figure 13. 9. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés (avec  $K$  variable) sur Cult. (Champ).

Droite de régression (en pointillé rouge) et première bissectrice (en noir).

### 13.3. Effet du sarclage sur l'infiltration

Le sarclage vise le double objectif d'éliminer les adventices (réduire la concurrence aux plantes cultivées) et d'optimiser l'infiltration de l'eau dans le sol. Comment quantifier l'eau qui s'infiltré et déterminer la durée d'optimisation de l'infiltration suite à un sarclage ?

En utilisant le ruissellement mesuré et en admettant l'Equation 8.1, la quantité d'eau infiltrée sur une surface peut être déduite en soustrayant le ruissellement de la pluie totale. Il est donc possible de connaître l'infiltration tant à l'échelle d'un événement pluvieux qu'à l'échelle des saisons. En appliquant cette approche sur les ruissellements mesurés et calculés, nous avons déterminé les quantités d'eau qui s'infiltrent sur les surfaces cultivées avec :

- infiltration mesurée = Pluie – ruissellement mesuré ;
- infiltration calculée = Pluie – ruissellement calculé.

La Figure 13.10 illustre la corrélation des lames infiltrées mesurées et calculées par le modèle de Green et Ampt utilisant une conductivité variable.

Tout comme pour le ruissellement et sans trop de surprise, la corrélation des lames infiltrées mesurées et calculées est remarquablement bonne. L'écart de cumul n'est que 4 mm. Au total, la hauteur d'eau infiltrée sur la surface cultivée est de l'ordre de 700 mm sur les 930 mm de pluies enregistrées depuis le début de nos mesures en 2011, soit une proportion de 75 %. De cette proportion, quelle est la part d'infiltration due réellement au sarclage ?

Etant donnée cette bonne corrélation entre les lames d'eau infiltrées mesurées et calculées, nous nous servons des lames infiltrées calculées pour simuler l'effet direct du sarclage ainsi que l'effet du nombre de sarclages sur l'infiltration. Pour cela, nous utilisons séparément les lames infiltrées des années 2012 et 2013 au cours desquelles deux sarclages sont réalisés chaque année.

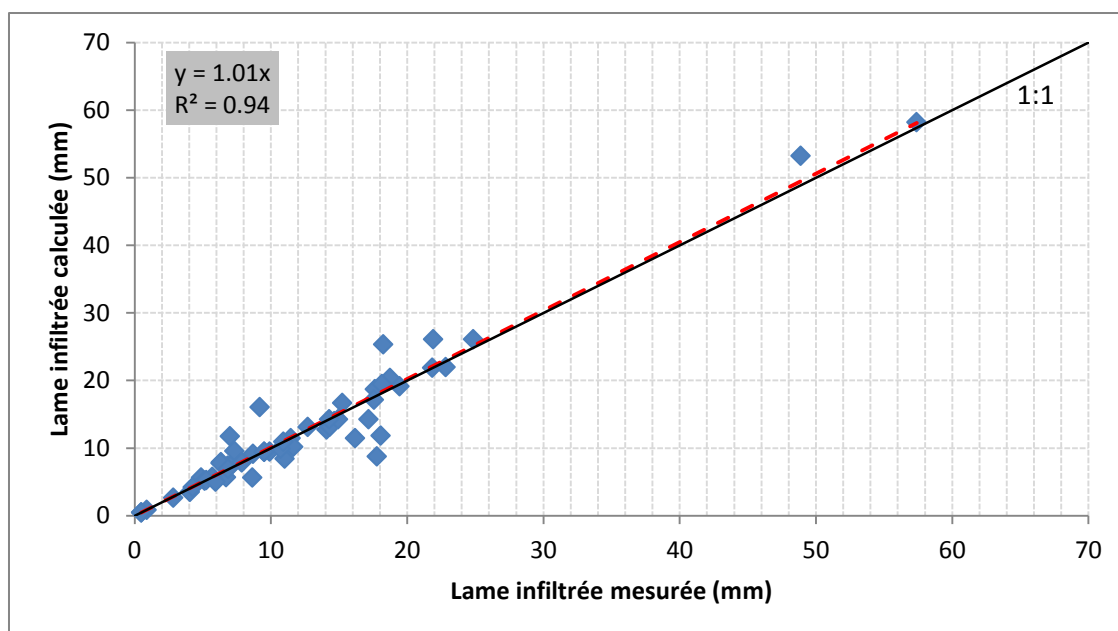


Figure 13. 10. Relation entre lames d'eau infiltrées mesurées et calculées sur Cult (champ). Droite de régression (en pointillé rouge) et première bissectrice (en noir).

Au cours de l'année 2012, le 1<sup>er</sup> sarclage est réalisé le 17 juillet et le 2<sup>ème</sup>, le 20 août. Soit P<sub>1</sub>, la 1<sup>ère</sup> pluie enregistrée après le 17 juillet. Elle a pour rang 1 et pour hauteur hp<sub>1</sub> (mm). La conductivité utilisée pour prédire le ruissellement de cette pluie est K (hp = 0 mm) puisqu'il n'y a pas de pluie avant. Soit P<sub>2</sub>, la 2<sup>ème</sup> pluie enregistrée après le 17 juillet. Elle a pour rang 2 et pour hauteur hp<sub>2</sub>. La conductivité devant servir à prédire le ruissellement dû à celle-ci est K (hp = hp<sub>1</sub>). Soit P<sub>3</sub>, la pluie de rang 3 et de hauteur hp<sub>3</sub> (mm). La conductivité lui correspondant est K (hp = hp<sub>1</sub>+hp<sub>2</sub>). Donc, pour une pluie de rang n et de hauteur hp, la conductivité utilisée pour la prédiction est K (hp= hp<sub>1</sub> +hp<sub>2</sub>+.....hp<sub>n-1</sub>). Le cumul hp ne cesse de croître que lorsqu'intervient le 2<sup>ème</sup> sarclage (celui du 20 août). A partir de cet instant, le cumul repart à nouveau de zéro.

Pour mettre en évidence l'effet du nombre de sarclages sur l'infiltration, nous admettons, dans un 1<sup>er</sup> temps les deux sarclages. Dans ce cas, le 1<sup>er</sup> cumul qui commence après le 1<sup>er</sup> sarclage s'arrête le 20 août. Le 2<sup>ème</sup> cumul commence à partir du 20 août et va jusqu'à la fin de la saison. Dans un 2<sup>ème</sup> temps, nous décidons d'ignorer le 2<sup>ème</sup> sarclage. Cela revient donc à poursuivre le 1<sup>er</sup> cumul (qui a commencé après le 1<sup>er</sup> sarclage) jusqu'à la fin de la saison malgré l'intervention du 2<sup>ème</sup> sarclage.

En procédant de la même manière pour l'année 2013, nous avons déterminé les lames ruisselées avec un et deux sarclages. Le Tableau 13.5 résume les ruissellements et infiltrations calculés dans ces deux cas.

Tableau 13. 5. Infiltration et ruissellement calculés avec un et deux sarclages dans l'année

	<b>2012</b>	<b>2013</b>
Cumul pluie (mm)	473	326
Infiltration cumulée pour 1 sarclage (mm)	317 (66 % de la pluie)	207 (63 % de la pluie)
Infiltration cumulée pour 2 sarclages (mm)	366 (77 % de la pluie)	250 (77 % de la pluie)
Ecart d'infiltration entre 1 et 2 sarclages (mm)	<b>49</b>	<b>43</b>
Kr si un seul sarclage est réalisé (%)	33	36
Kr si 2 sarclages sont réalisés (%)	23	23

Ce Tableau montre qu'en effectuant un 2<sup>ème</sup> sarclage au cours d'une saison culturale, on bénéficie d'un supplément d'infiltration de l'ordre de 40 à 50 mm (soit 8 à 10 % de la pluie totale de la saison). L'effet du sarclage sur l'infiltration est donc de cet ordre de grandeur. Cette quantité est certes non négligeable, mais elle nous paraît faible par rapport à l'optimisation escomptée en faisant le sarclage. Ce constat laisse croire qu'au-delà de ce cumul, l'effet du sarclage sur l'infiltration s'estompe. Cette idée, rejoint celle précédemment énoncée dans le chapitre 10 (§10.2.1.1.1.2) où, en se basant sur l'évolution de la conductivité sur la surface cultivée, nous signalons qu'au-delà d'un cumul de pluie de l'ordre de 70 mm, la surface cultivée se comporte comme une surface en jachère.

Si en effectuant un sarclage on rajoute une plus-value d'infiltration de 40 à 50 mm, on gagnera alors le double (autour de 100 mm) avec 2 sarclages.

D'une manière générale, sur les 75 % de la pluie annuelle qui s'infiltré, seuls 20 % sont dus alors à l'effet direct du sarclage (pour deux sarclages réalisés). L'optimisation de l'infiltration causée par le sarclage n'est valable que pour un cumul de pluie relativement limité. En effet, les pluies qui suivent le sarclage font reconstituer les croûtes superficielles par battance et annihile par là même l'infiltrabilité causée par le sarclage.

Par ailleurs, on constate, en 2012 comme en 2013, que lorsqu'on effectue deux sarclages au cours de la saison culturale, le coefficient de ruissellement est de 23 % tandis qu'en opérant un seul sarclage, le coefficient atteint les 35 % environ. Cette assertion est confirmée par le coefficient du ruissellement de l'année 2011, année au cours de laquelle le 2<sup>ème</sup> sarclage n'a pas eu lieu à cause d'un arrêt précoce des pluies dans notre zone d'étude. Le coefficient moyen mesuré sur les parcelles cultivées en 2011 était de 29 %.

La baisse du coefficient de ruissellement, en sens inverse du nombre de sarclages, pourrait laisser croire à une quasi disparition du ruissellement si la fréquence du sarclage augmentait beaucoup. Ce n'est pas le cas pour autant. En effet, l'expérimentation faite par Bachir (2012) sur deux parcelles cultivées, dont l'une sarclée après chaque pluie, et l'autre sarclée deux fois par saison culturale (conformément aux pratiques paysannes) contrarie cette présomption. Cet auteur a obtenu un coefficient de 0.25 sur la parcelle régulièrement sarclée (après chaque pluie) et un coefficient de 0.14 sur celle sarclée deux fois. Ce résultat est par ailleurs confirmé par Bahari Ibrahim (2013). L'effet d'un trop grand nombre de sarclages est alors contre-productif.

A notre avis, en effectuant plusieurs sarclages, on accroît potentiellement la quantité des particules prédisposées à l'érosion, principal facteur de dégradation des sols. L'intensité de l'érosion crée alors des micros dépressions (dépressions hydro-éoliennes) dénudés localisées (constituant ainsi des impluviums) qui s'élargissent au fil du temps par déflation.

#### **13.4. Comparaison des ruissellements calculés par diverses méthodes**

Nous comparons dans ce paragraphe le ruissellement calculé par la méthode de Green et Ampt aux ruissellements calculées par la méthode de Casenave & Valentin (1992) et la méthode dite de Lamachère (1996) dont les principes d'application sont exposés dans le chapitre 8 (§ 8.3).



### 13.4.1. Ruissellement calculé par la méthode de Casenave & Valentin (1992)

En appliquant cette méthode sur les différents états de surface en présence pour une valeur de  $\zeta = 0.5 \text{ jour}^{-1}$ , valeur couramment utilisée ( $\zeta$  est un coefficient de calage qui est introduit pour calculer l'indice d'humidité) et selon les critères définis dans le chapitre 8 (§ 8.3), nous avons calculé les lames ruisselées sur les différents états de surface que nous comparons (Figure 13.13) avec les ruissellements mesurés.

### 13.4.2. Ruissellement calculé par la méthode de Lamachère (1996)

L'application de cette méthode nécessite au préalable la détermination d'un seuil d'intensité limite (assimilé à la "capacité d'infiltration" du sol) sur la base des ruissellements mesurés. De ce fait, conformément à l'approche brièvement décrite dans le chapitre 8 (§ 8.3), nous avons déterminé ce seuil pour tous les états de surface du site cristallin en utilisant des intensités maximales au pas de temps de 5 min (Tableau 13.6). La Figure 13.11 montre l'exemple de détermination de ce seuil sur la croûte gravillonnaire.

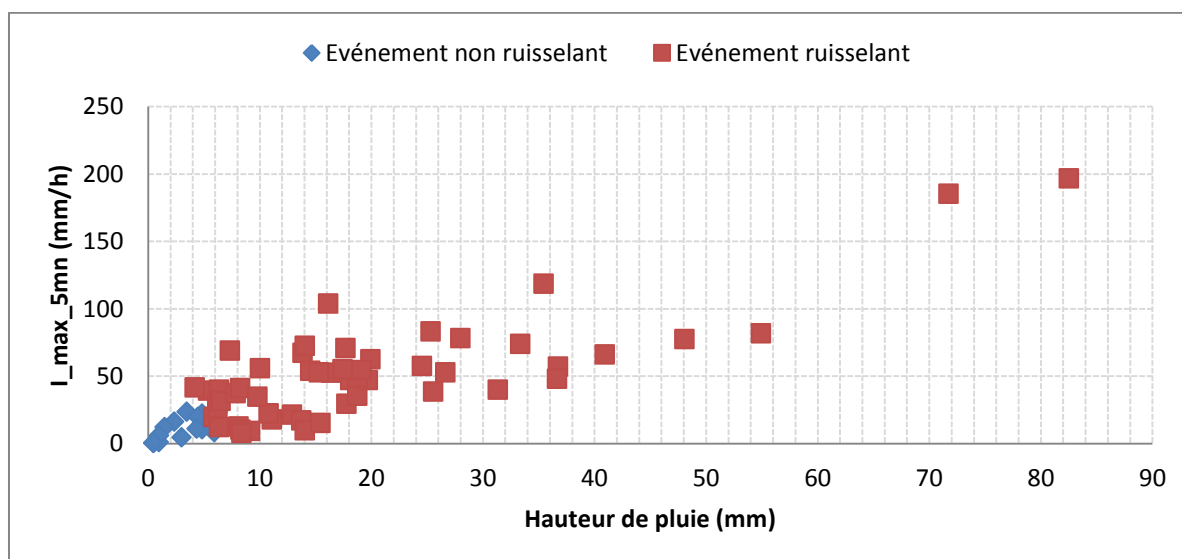


Figure 13. 11. Exemple de détermination graphique des hauteurs et intensités limites du ruissellement, ici pour la croûte gravillonnaire

Tableau 13. 6. Seuils de hauteur et d'intensité limites du ruissellement déterminés par la méthode graphique pour les états de surface du site cristallin.

Ces valeurs sont obtenues en séparant les événements pluvieux ayant généré du ruissellement de ceux ne l'ayant pas généré sur les états de surface du site cristallin de 2011 à 2013.

Etat de surface	Hauteur limite (mm)	Intensité limite (mm/h)
Biol	6.7	11
ERO	4.9	8
ST (Jac)	7.3	20
Cultural (champ)	7.3	20
Granite	4.2	8
CG	4.2	8



En se basant sur les intensités limites de ce Tableau, nous avons calculé les pluies utiles et excédentaires de tous les événements pluvieux observés de 2011 à 2013. La pluie utile correspond ici à la fraction d'averse dont l'intensité (maximale en 5 minutes) atteint et dépasse l'intensité seuil fixée par état de surface (Figure 13.12). La portion de cette pluie qui est supérieure à l'intensité seuil (qui est de 25 mm/h sur la Figure 13.12) est dite pluie excédentaire et est égale à la lame d'eau qui va potentiellement ruisseler.

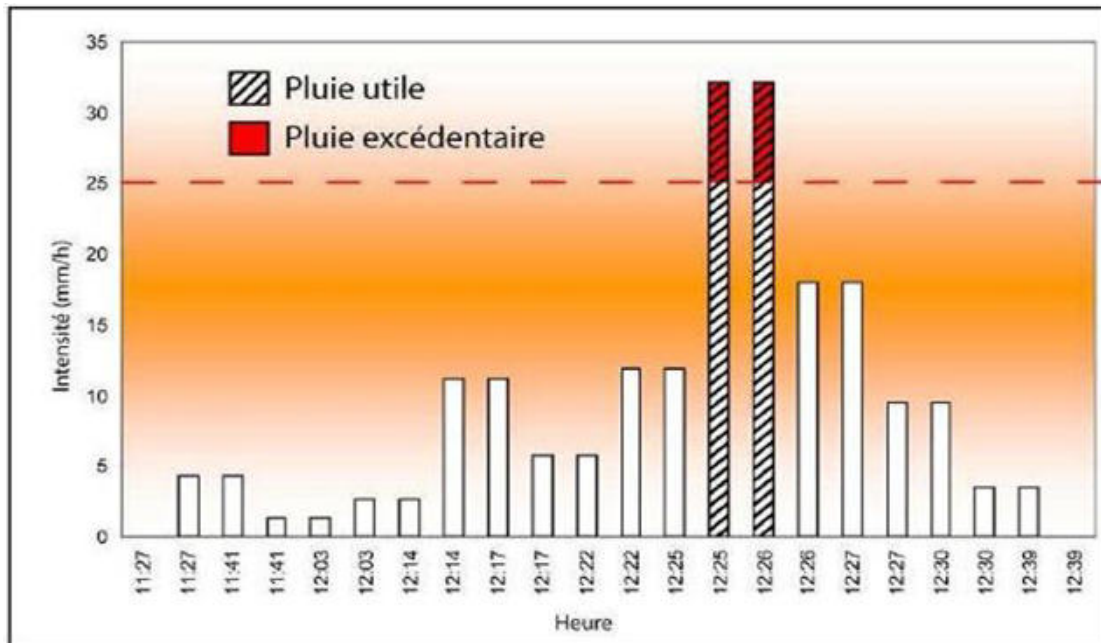


Figure 13. 12. Principe de détermination des pluies utiles et excédentaires. Extrait de Le Breton (2012).

Les ruissellements calculés (qui correspondent aux pluies excédentaires) par cette méthode sont corrélés avec les ruissellements mesurés sur les parcelles sur la Figure 13.13.

### 13.4.3. Appréciation de performance des méthodes

La comparaison de performance des trois méthodes utilisées se limite à l'appréciation des pentes et des coefficients de détermination résultant des régressions entre les lames calculées avec ces méthodes et le ruissellement réellement mesuré sur les parcelles. Pour une corrélation donnée, une méthode est dite relativement performante lorsque la pente et le coefficient de corrélation de la régression tendent vers 1. Les différentes relations sont résumées dans le Tableau 13.7.

Sur la figure 13.13, les états de surface pour lesquels nous n'avons pas pu calculer le ruissellement sont marqués par la mention « non applicable ». Les méthodes de calcul ne sont pas applicables par défaut de conductivité hydraulique (Granite et CG) et des coefficients empiriques a,b,c, et d (Biol, Granite et CG).

Figure 13. 13. Comparaison des ruissellements calculés par les méthodes de Green et Ampt (1911), de Casenave et Valentin (1992) et de Lamachère (1996) aux ruissellements mesurés sur des parcelles expérimentales et appréciation de performance des méthodes

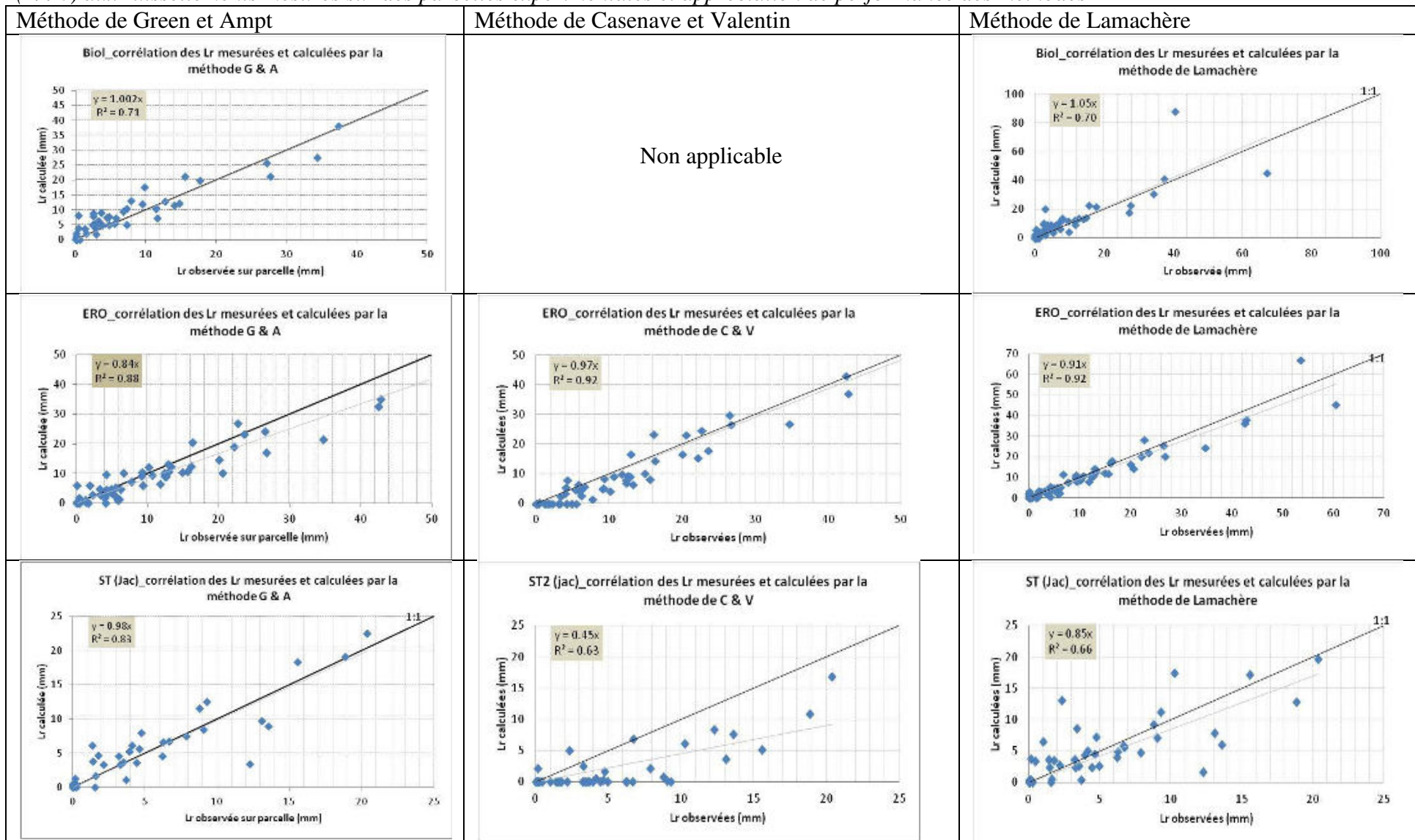


Figure 13.13 (suite)

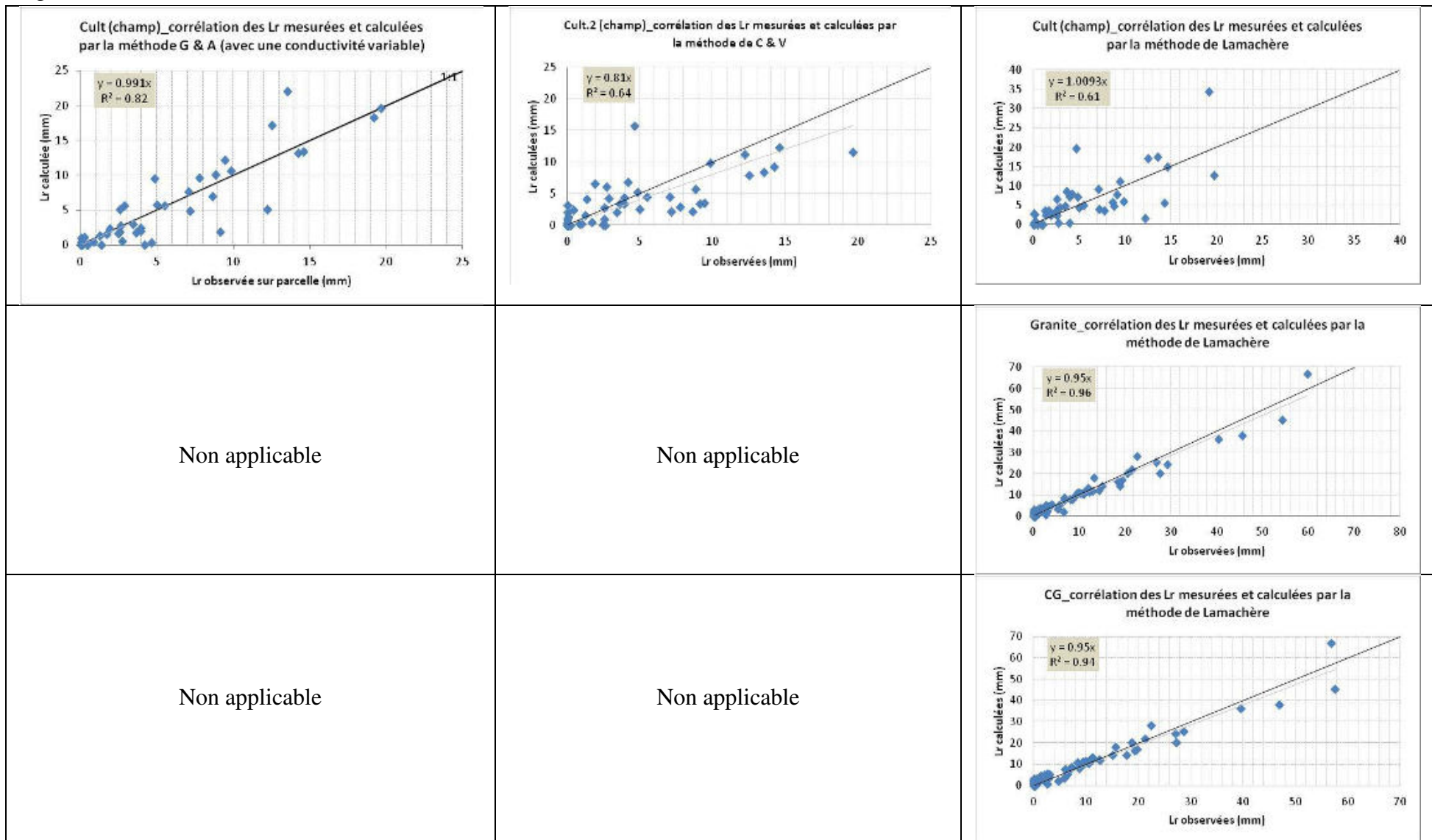


Tableau 13. 7. Pente et  $r^2$  des régressions entre les ruissellements mesurés et calculés par les méthodes de Green et Ampt (1911), de Casenave et Valentin (1992) et de Lamachère (1996).

	Méthode Green et Ampt		Méthode Casenave et Valentin		Méthode Lamachère	
	Pente	$r^2$	Pente	$r^2$	Pente	$r^2$
BIOL	<b>1.002</b>	<b>0.71</b>			1.05	0.70
ERO	0.84	0.88	<b>0.97</b>	<b>0.92</b>	0.91	0.92
ST (jac)	<b>0.98</b>	<b>0.83</b>	0.45	0.63	0.85	0.66
Cult.(champ)	<b>0.991</b>	<b>0.82</b>	0.81	0.64	1.00	0.61
Granite					<b>0.95</b>	<b>0.96</b>
CG					<b>0.95</b>	<b>0.94</b>

➤ **Appréciation de la méthode de Casenave et Valentin**

La méthode n'est pas appliquée sur les états de surface de BIOL, Granite et croûte gravillonnaire parce que les coefficients empiriques de l'Equation 8.2 ne sont pas fournis par défaut d'expérimentation sur ces types de surface. Pour les états sur lesquels la méthode est appliquée, celle-ci présente la meilleure régression sur la surface ERO avec une pente de l'ordre de 0.97 ( $r^2 = 0.92$ ). La méthode ne prédit pas le ruissellement de façon satisfaisante sur les états de ST (jac) et Cultural (champ). Ce défaut découle, probablement, d'une différence de type de surface. En effet, les paramètres utilisés pour prédire le ruissellement sur les états ST et cultural sont ceux correspondant respectivement aux types ST2 et C2. Or les ruissellements mesurés sur nos parcelles représentent des moyennes mesurées sur des surfaces que nous définissons globalement de type ST et C sans distinction des indices. En tout état de cause, l'application stricte de cette méthode ne semble pas aisée.

➤ **Appréciation de la méthode de Lamachère**

Cette méthode présente l'avantage d'être relativement souple et applicable sur n'importe quel type de surface dès lors qu'on dispose de l'intensité limite du ruissellement lui correspondant. C'est la seule des trois méthodes qui nous donne la possibilité de simuler le ruissellement sur les états de surface de Granite de CG<sup>1</sup>. En revanche, cette méthode repose sur la disponibilité d'une chronique (relativement longue et précise) de ruissellements mesurés permettant de déterminer le seuil limite d'intensité. De plus, les événements ruisselants et non ruisselants doivent se distinguer clairement sur les diagrammes intensité-hauteur de pluie, ce qui n'est pas garanti à l'avance.

D'une manière générale, la prédiction faite avec cette méthode est relativement satisfaisante sur tous les états de surface (pente > 0.9) sauf sur la surface ST où la prédiction sous-estime le ruissellement mesuré de près de 15 % ( $r^2 = 0.66$ ).

➤ **Appréciation de la méthode de Green et Ampt**

La méthode est performante sur BIOL, ST et Cultural car elle présente les meilleurs pentes et coefficients de corrélation. Le nuage de points est bien distribué autour de la droite (1:1) sur tous ces états de surface. Sur les surfaces BIOL et ST, le bon score résulte de l'obtention de la valeur très approchée de leurs conductivités respectives. Pour le cas particulier de la surface

<sup>1</sup> La simulation du ruissellement n'est pas effectuée sur Granite et CG par défaut des coefficients a, b, c et d de la méthode de Casenave et Valentin et par défaut de conductivité hydraulique pour la méthode de Green et Ampt.

cultivée, ceci s'explique, comme nous l'avons vu, par l'utilisation d'une valeur de conductivité qui varie en fonction du sarclage et du cumul de pluie. En cela, cette méthode offre la possibilité de prendre en compte l'évolution des états de surface au cours du temps.

D'une manière générale, la méthode de Green et Ampt et la méthode de Lamachère permettent de prédire le ruissellement de façon relativement satisfaisante. Leur mise en application n'est pas aussi compliquée que la méthode de Casenave et Valentin qui exige des types de surface très précis. Cela limite l'application de cette dernière sur de petites surfaces (de l'ordre d'1 m<sup>2</sup>) car l'hétérogénéité augmente avec la surface.

Les méthodes de Green et Ampt et de Lamachère donnent des résultats similaires parce qu'ils ont le même principe de production de ruissellement : le principe hortonien qui stipule qu'il n'y a ruissellement en surface que si l'intensité de la pluie dépasse la capacité d'infiltration du sol. Dans la méthode de Lamachère, cette capacité d'infiltration (qui est égale à l'intensité limite de ruissellement) est fixée de manière constante (elle est la même pour tous les événements pluvieux pour un état de surface donné) tandis qu'elle varie au cours d'un événement pluvieux dans la méthode de Green et Ampt. En effet, la capacité d'infiltration du sol (qui dépend des conditions d'humidité initiales) est généralement élevée au début d'une pluie mais décroît très vite durant les premières minutes de la pluie. Cette évolution décroissante de l'infiltrabilité, définissant le régime transitoire de l'infiltration, devient constante dès que le régime permanent est atteint, phase au cours de laquelle l'hydrodynamique reste sous contrôle de la conductivité hydraulique. La méthode de Lamachère ne prend pas en compte le régime transitoire puisqu'elle impose un seuil fixe de la capacité d'infiltration. En assimilant l'intensité limite du ruissellement d'un état de surface à sa conductivité hydraulique, on considère, avec cette méthode, que le régime permanent est atteint dès le déclenchement de l'averse. La non prise en compte du régime transitoire aurait théoriquement entraîné une légère exagération du ruissellement, comparé à celui calculé par la méthode de Green et Ampt. Ce qui n'est pas le cas en l'occurrence à cause valeurs proches de zéro des pressions de front  $hf$  et de leur faible sensibilité aux conditions initiales d'humidité invoquée dans le paragraphe 13.1.5. La quantité d'eau qui s'infiltré au cours de la phase transitoire est, de ce fait, négligeable. La quasi-totalité du ruissellement est alors produite pendant le régime permanent et dépend donc de la conductivité hydraulique seulement. En conséquence, la performance approximative de ces deux méthodes résulte de la forte similitude des conductivités et des intensités limites du ruissellement (Tableau 13.8).

En assimilant la conductivité à l'intensité limite du ruissellement, ce Tableau nous renseigne sur l'ordre de grandeur de conductivité des états de surface Granite et CG sur lesquels nous n'avons pas effectué des mesures d'infiltration. Le résultat de ce Tableau confirme, par ailleurs, l'assertion affirmée dans le paragraphe 11.2.1 où nous supposons une réponse hydrodynamique identique sur ERO, Granite et CG puisque ces derniers ont ici le même seuil d'intensité limite du ruissellement.



Tableau 13. 8. Comparaison des conductivités hydrauliques (nos mesures) et des intensités limites du ruissellement (méthode de Lamachère) des états de surface du site cristallin.

Etat de surface	Conductivité hydraulique (mm/h)	Intensité limite (mm/h)
Biol	13	11
ERO	11	8
ST (Jac)	21	20
Cultural (champ)	38	20
Granite		8
CG		8

### Conclusion.

La méthode d'infiltrabilité de Green et Ampt utilisée dans ce travail offre la possibilité de prendre en compte l'évolution des états de surface dans la prédiction du ruissellement. En prenant l'exemple de la surface cultivée, nous avons montré qu'il est non seulement possible d'utiliser une conductivité variable dans l'Equation 8.4 selon les pratiques culturales (le sarclage en particulier), mais surtout, que la prédiction devient nettement plus satisfaisante. Cette méthode nous a, par ailleurs, permis de simuler les effets du nombre et de la persistance du sarclage sur l'infiltration sur les surfaces cultivées. Sur les 75 % du cumul total de pluie qui s'infiltrent, 10 % sont causés par le remaniement dû à un sarclage et 20 % si la surface est sarclée deux fois durant la saison culturale. L'effet du sarclage s'estompe dès qu'un cumul de l'ordre de 50 mm est enregistré après celui-ci.

Comparée aux méthodes de prédiction de Casenave & Valentin (1992) et de Lamachère (1996), la méthode de Green et Ampt (1911) paraît relativement plus performante pour prédire le ruissellement sur trois des quatre états de surfaces comparés. La méthode de Lamachère fonctionne très bien sur les sols encroûtés où l'avantage de la méthode de Green et Ampt est inexistant. L'apport de notre approche est consistant dans le cas du mil, à cause de la possibilité de prendre en compte une conductivité hydraulique variable et dans le cas de la jachère, à cause du potentiel de front  $h_f$  plus négatif que sur les autres états de surface, ce qui rend la phase transitoire d'infiltrabilité plus longue.

## Chapitre 14. Modélisation de l'écoulement sur le site cristallin : de la surface élémentaire aux bassins versants expérimentaux

### *Introduction*

---

*En assimilant la fonction de production des bassins versants cristallins à celle des surfaces élémentaires qui les composent, nous appliquons, dans ce chapitre, le modèle distribué à bases physiques de Green et Ampt pour simuler les hydrogrammes des crues. Les volumes d'écoulement sont estimés grâce à la carte d'infiltrabilité des surfaces élémentaires des bassins tandis que le transfert des écoulements est déterminé en fonction, d'une part, de la distance de chaque surface élémentaire par rapport au réseau hydrographique et, d'autre part, de la vitesse de transfert de la lame d'eau. Cette vitesse, choisie constante et uniforme dans une démarche volontaire de recherche de simplicité, est fixée par essai-erreur tandis que les distances de transfert sont estimées grâce aux modules d'analyse spatiale des SIG.*

---

### 14.1. Production des écoulements sur les bassins

Pour un événement pluvieux donné, l'écoulement produit à l'exutoire des bassins correspond à la somme des ruissellements générés par les différentes surfaces élémentaires composant les bassins, éventuellement affectés par les ré-infiltrations possibles en cours de transfert.

#### 14.1.1. Etats de surface et infiltrabilité des bassins

Nous déterminons l'infiltrabilité de chaque état de surface en utilisant le modèle d'infiltrabilité de Green & Ampt (1911) défini par l'Equation 8.4. Dans le précédent chapitre, nous avons décrit les différents termes de cette Equation et leurs modes de détermination. Les principaux facteurs qui influencent l'infiltrabilité sont l'intensité de pluie et la conductivité hydraulique. A ce stade, il nous est possible de déterminer l'infiltrabilité sur quatre (BIOL, ERO, ST\_jac et Cultural\_champs) des six états de surface de ce site car nous avons mesuré in situ leurs conductivités (les conductivités mesurées en surface entre 0-3 cm). Nous n'avons pas effectué des mesures sur Granite et CG pour des raisons invoquées dans le chapitre 10 (§ 10.2.1.1.). Donc, pour estimer leurs conductivités, nous nous appuyons sur deux résultats de ce travail :

- ✓ Les mesures effectuées sur les parcelles expérimentales montrent que les surfaces ERO, Granite et CG ont quasiment le même coefficient de ruissellement. De ce fait, nous faisons l'hypothèse que Granite et CG ont une conductivité hydraulique qui est du même ordre de grandeur que celle mesurée sur ERO.
- ✓ En calculant l'intensité limite du ruissellement des différentes surfaces élémentaires, nous obtenons la même valeur sur ERO, Granite et CG (Tableau 13. 8). Ceci constitue un indice fort de même conductivité hydraulique, même sans assimiler celle-ci à l'intensité limite de ruissellement.

En accord avec ces résultats, nous attribuons la même valeur de conductivité hydraulique aux surfaces élémentaires de CG et Granite qui est la valeur de 11 mm/h mesurée sur ERO. Ainsi,

il nous devient donc possible de spatialiser l'infiltrabilité de tous les états de surface des bassins (Figure 14.1).

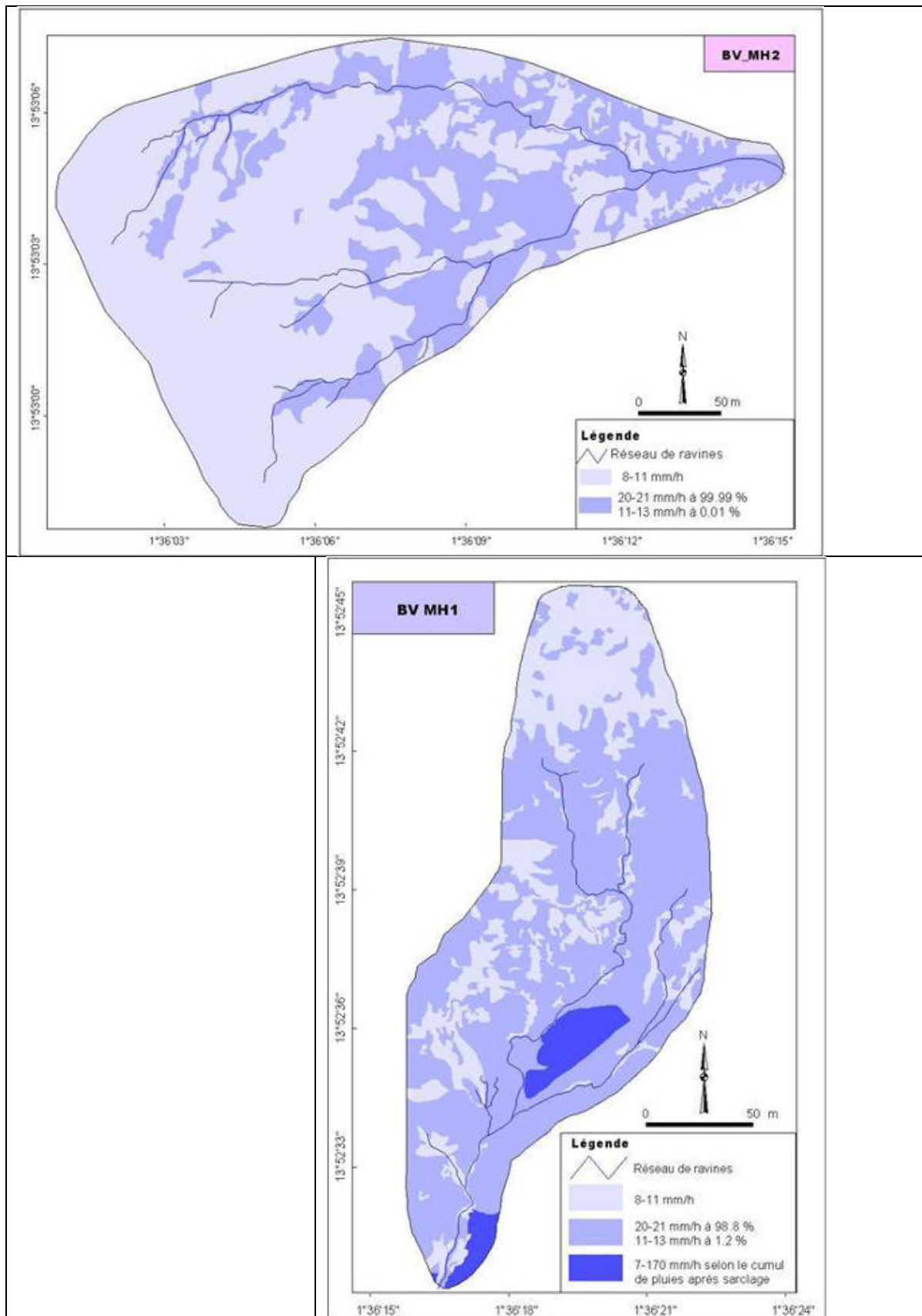


Figure 14. 1. Spatialisation de la conductivité hydraulique sur les bassins du site cristallin.



*Les bornes inférieures de conductivité données dans la légende correspondent aux intensités limites (Tableau 13. 8) du ruissellement (sauf pour la surface cultivée) et les bornes supérieures correspondent aux conductivités hydrauliques mesurées in situ.*

*Pour le cas de la surface cultivée, la borne inférieure correspond à la conductivité déterminée après un cumul de pluie de l'ordre de 180 mm après le sarclage tandis que la borne supérieure correspond à la conductivité mesurée juste après le sarclage.*

*La classe présentant deux intervalles correspond aux surfaces élémentaires de la jachère composées des surfaces de type ST (à 98.8 % et 99.99 % respectivement sur les bassins MH1 et MH2) dont la conductivité est de 20-21 mm/h et de type BIOL (1.2 % du BV MH1 et 0.01 % du BV MH2) dont la conductivité est de 11-13 mm/h.*

Les surfaces ERO, Granite et CG ont la même infiltrabilité qui est comprise entre 8-11 mm/h tandis que BIOL et ST ont respectivement 11-13 mm/h et 20-21 mm/h. La surface cultivée couvre une gamme d'infiltrabilité qui varie de 7 à 170 mm/h. Toutefois, sur près de 70 % des cas en 2012 et 2013, nous avons utilisé des valeurs de conductivité comprise entre 7 à 20 mm/h pour déterminer l'infiltrabilité de la surface cultivée. La borne supérieure n'est utilisée qu'après le sarclage. En 2012 et 2013, l'infiltrabilité de la surface cultivée a atteint et dépassé le seuil de 100 mm/h dans seulement 13 % des cas.

#### **14.1.2. Production du ruissellement instantané par les surfaces élémentaires**

Au cours d'une averse, chaque surface élémentaire produit instantanément du ruissellement lorsque l'intensité de la pluie (intensité au pas de temps de 15 secondes dans notre cas) dépasse son infiltrabilité (Figure 14.1). D'une manière générale, une pluie dont l'intensité atteint ou dépasse 20 mm/h produit du ruissellement sur presque tout l'ensemble des deux bassins. Le ruissellement est, dans ce cas, produit par toutes les surfaces élémentaires du BV MH2 et entre 95-100 % des surfaces élémentaires du BV MH1, En multipliant les ruissellements instantanés de toutes les surfaces élémentaires cartographiées sur les bassins par leurs superficies, nous obtenons les volumes ruisselés produits localement sur ces surfaces et qui, intégrés sur la durée de l'averse, donnent le volume total produit sur les bassins (cf. illustration sur la Figure 9. 8). Le volume d'eau produit se transfère au fur et à mesure vers l'exutoire via le réseau de ravines.

#### **14.2. Transfert des écoulements sur les bassins**

En assimilant les contours des surfaces élémentaires cartographiées à des formes géométriques quelconques, que nous appelons polygones, nous faisons l'hypothèse que les ruissellements produits sur ces polygones s'accumulent autour de leurs centres de gravité avant de se transférer vers le réseau de ravines. Nous avons pour cela déterminé le centre de gravité de tous les polygones cartographiés (soit 173 sur le BV MH1 et 166 sur le BV MH2) à l'aide des modules d'analyse spatiale des logiciels de système d'information géographique (SIG).

La Figure 14.2 représente les centres de gravité des polygones.

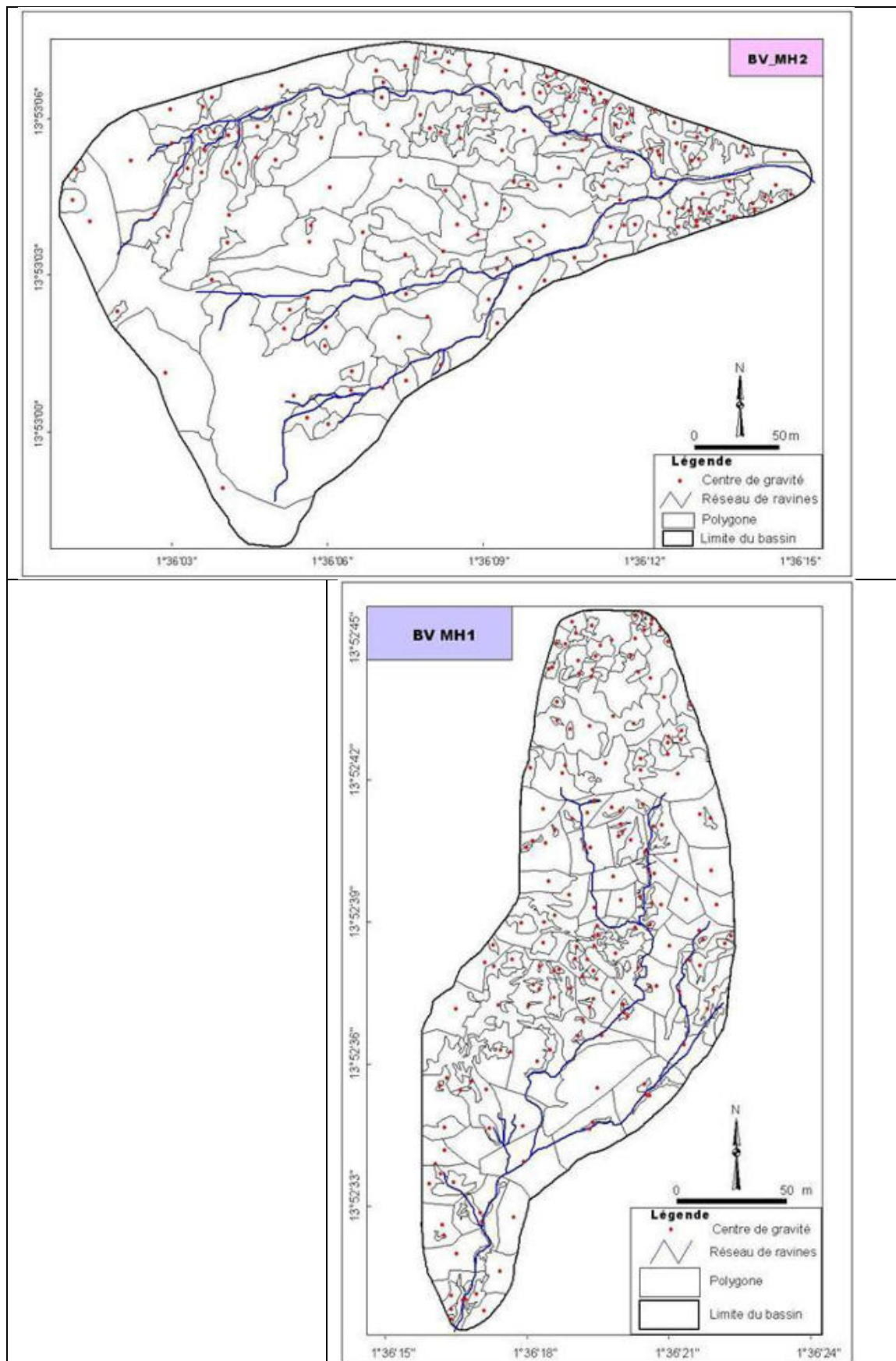


Figure 14. 2. Représentation du centre de gravité des polygones cartographiés.

### 14.2.1. Transfert des écoulements, du centre de gravité des polygones vers le réseau de ravines

Tous les polygones cartographiés sont identifiés et la distance de parcours qui sépare leurs centres de gravité à la ravine la plus proche (en respectant le sens général de la pente) est mesurée en utilisant les outils de SIG. Pour les cas particulier des polygones dont le centre de gravité se situe sur le réseau hydrographique (ce qui donne alors une distance nulle du centre de gravité au réseau), nous les découpons en deux demi-polygones puis nous mesurons les distances depuis le centre de ces demi-polygones à la ravine la plus proche.

En faisant l'hypothèse d'une ré-infiltration quasi-nulle des ruissellements sur le trajet (du centre de gravité à la ravine), les flux ruisselés atteignent progressivement le réseau de drainage. Ce réseau est d'abord alimenté par le flux des polygones les plus proches (à condition qu'ils ruissellent vite) puis par le flux des polygones éloignés qui arrive avec un temps de retard variable suivant la vitesse du flux et la distance à parcourir. Le Tableau 14.1 donne quelques statistiques sur la distance de transfert.

Tableau 14. 1. Proportion des classes de distance séparant le centre de gravité des polygones et la ravine la plus proche.

Distance de transfert entre le centre de gravité du polygone et la ravine la plus proche	0-20 m	20-40 m	40-60 m	60-80 m	80-100 m	100-120 m
Proportion sur BV MH1	0.49	0.21	0.11	0.05	0.08	0.06
Proportion sur BV MH2	0.66	0.30	0.04	0.00	0.00	0.00

Dans ce Tableau, on constate que 49 % des centres de gravité des polygones sont situés à moins de 20 m du réseau de ravines et 21 % sont situés à moins de 40 m du réseau de ravines du bassin MH1 tandis que sur le bassin MH2, plus de 90 % des centres de gravité sont à moins de 40 m du réseau de drainage dont 66 % à moins de 20 m

Ce Tableau donne alors des informations sur le temps de transfert du ruissellement produit localement vers le réseau de drainage. En prenant une vitesse de transfert (de la lame d'eau) de 0.05 m/s<sup>1</sup>, près de 50 % du ruissellement produit localement sur les polygones du bassin MH1 et 66 % de celui du bassin MH2 atteindront le réseau du drainage en moins de 7 minutes. A cette même vitesse, les flux des polygones les plus éloignés du réseau hydrographique du bassin MH1 (situés entre 100 et 120 m) atteindront ce réseau après quelques 40 minutes de transfert. Sur le bassin MH2, le transfert de flux des polygones les plus éloignés ne dure que quelques 20 minutes.

### 14.2.2. Transfert des écoulements, du réseau hydrographique à l'exutoire du bassin

Les flux de ruissellement qui atteignent le réseau hydrographique ne sont pas effectivement drainés vers l'exutoire. Les premiers qui arrivent servent à saturer les lits de ravines. Le

---

<sup>1</sup> Cette vitesse est choisie par essai-erreur pour approcher le temps d'arrivée de l'écoulement mesuré à l'exutoire. Elle est appliquée à toutes les simulations des hydrogrammes (MH1 et MH2) sans tenir compte des caractéristiques des pluies (hauteur ou intensité).

transfert d'eau vers l'exutoire ne s'effectue que lorsque le sol sableux couvrant le lit de ravines est saturé. Dans un souci de simplicité, nous considérerons qu'aucun flux n'arrive à l'exutoire tant que la ravine principale n'est pas saturée, puis qu'au-delà, la totalité parvient à l'exutoire (modèle de type réservoir). Le temps de transfert dans la ravine principale est considéré suffisamment court pour être négligé (cette hypothèse est bien sûr discutable mais l'hydraulique des ravines sort du cadre de notre travail). Cette vision simplifiée a bien sûr pour conséquence une montée très brusque du débit au démarrage des hydrogrammes (Figure 14.4 et Annexe E).

Quel volume d'eau faut-il pour saturer le réseau de ravines ?

➤ **Estimation des dépôts sableux des ravines principales des bassins**

Nous rapportons dans le chapitre 12 (§ 12.3 ; tableau 12. 7) le sondage d'épaisseur de sable effectué afin de vérifier l'éventualité de la ré-infiltration des eaux d'écoulement dans les ravines. Ces sondages sont en effet réalisés dans les ravines principales respectives des bassins MH1 et MH2. En respectant une distance régulière (tous les 10 m sur MH1 et 15 m sur MH2) dans le sens longitudinal de la ravine principale d'un bassin, nous mesurons la largeur de la ravine et l'épaisseur de sable sur ses rives gauche et droite et à son centre. La régularité de mesures permet d'obtenir les dimensions  $L$  (espacement entre les points de mesures,  $L = 10$  m sur MH1 et  $15$  m sur MH2),  $\ell$  (largeur de la ravine) et  $hs$  (épaisseur  $hs_1$ ,  $hs_2$  et  $hs_3$  correspondant aux trois points mesurés sur la section) et de calculer les volumes de sable par séquence de mesures. L'intégral des volumes séquentiels sur la longueur de la ravine donne le volume total de sables dans la ravine. Sur la base de ces mesures, nous estimons à près de  $143$  et  $171$  m<sup>3</sup> les volumes de sables contenus respectivement dans les ravines principales des bassins MH1 et MH2 de longueurs respectives  $460$  m et  $490$  m.

➤ **Estimation des volumes poreux des ravines principales des bassins**

En considérant une porosité de  $0.4$  m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup> sur les sols sableux des ravines, les volumes d'eau devant permettre de saturer les volumes sableux sus mentionnés des ravines principales des bassins sont de l'ordre de  $57$  et  $68$  m<sup>3</sup> d'eau respectivement pour les ravines principales des bassins MH1 et MH2. Donc, selon notre conception simple, il ne doit pas y avoir de l'écoulement dans ces ravines tant que ces volumes d'eau ne sont pas satisfaits. Pour avoir une idée sur la hauteur de pluie (mm) devant produire de tels volumes à l'échelle des bassins, nous divisons ces volumes d'eau par les surfaces des bassins pour obtenir l'épaisseur d'eau correspondante (lame ruisselée) que nous divisons ensuite par les coefficients de ruissellement respectifs de ces bassins ( $0.28$  pour MH1 et  $0.41$  pour MH2). Ainsi, une pluie de l'ordre de  $4$  et  $3$  mm suffit pour saturer les dépôts sableux respectifs des ravines principales des bassins MH1 et MH2. A l'échelle de la saison, le volume d'eau absorbée par ré-infiltration dans ces ravines représente  $4$  % du volume d'eau précipitée sur les bassins. Comparé aux volumes de ré-infiltration mesurés dans les ravines du site sédimentaire,  $25$  % de la pluie sur le bassin de Tondi Kiboro (Peugeot *et al.*, 1996) et  $55$  % sur le bassin de Wankama (Le Breton 2012), le volume de ré-infiltration dans les ravines du site cristallin reste donc négligeable.

### 14.3. Hydrogrammes simulés et hydrogrammes mesurés

Sur la base de la carte d'infiltrabilité des bassins (qui permet de produire les ruissellements locaux sur chaque polygone) et de la carte de distribution des polygones (qui fournit les centres de gravité des polygones et les distances de parcours des écoulements produits), nous avons reproduit les hydrogrammes générés par les principaux événements de pluie observés en 2012. Nous rappelons que la non prise en compte des données mesurées en 2011 à l'exutoire des bassins s'explique, d'une part, par le manque de synchronisation des pluviographes et les limnigraphes et, d'autre part, par la cadence de scrutation (l'intervalle de temps pendant lequel le limnigraphe Thalimèdes saisit le résultat de mesures) qui est de 5 minutes. Ces deux facteurs limitent la détermination relativement précise des temps caractéristiques de l'écoulement.

Nous comparons ci-dessous quelques caractéristiques des hydrogrammes calculés et mesurés.

#### 14.3.1. Le temps d'arrivée de l'écoulement à l'exutoire

Dans le paragraphe 14.2, nous avons décrit les transferts de l'écoulement allant d'une part, du centre de gravité des polygones au réseau de drainage et, d'autre part, de ce réseau à l'exutoire du bassin. Le temps d'arrivée de l'écoulement à la ravine (depuis le début de la pluie) est très court à cause de la proximité des centres de gravité au réseau et de l'intensité des pluies souvent élevée dès le début de l'averse. En prenant une vitesse de transfert de 0.05 m/s, les Tableaux 14.2 et 14.3 montrent que l'écoulement produit par les polygones proches de la ravine peut atteindre celle-ci en une minute du début de la pluie. Ce temps de transfert est donc court et n'a pratiquement pas d'effet sur le temps d'arrivée à l'exutoire. Celui-ci est en réalité contrôlé par le temps qu'il faut pour produire à l'échelle du bassin les volumes d'eau suffisants (soit 57 m<sup>3</sup> sur le bassin MH1 et 68 m<sup>3</sup> sur le bassin MH2) pouvant saturer les dépôts sableux des ravines principales. Si la quantité d'eau totale produite sur le bassin est inférieure aux volumes respectifs, il ne va pas y avoir de l'écoulement à l'exutoire. Sinon, dès que la quantité d'eau précipitée aura atteint la capacité d'absorption des ravines, nous considérons donc que l'écoulement est arrivé à l'exutoire. Dans ce cas, le temps d'arrivée correspond à l'écart de temps compris entre le début de la pluie (l'heure du 1<sup>er</sup> basculement observé sur le pluviographe) et le temps de saturation des dépôts sableux des ravines. Ainsi, la Figure 14.3 illustre les temps d'arrivée mesuré et calculé.

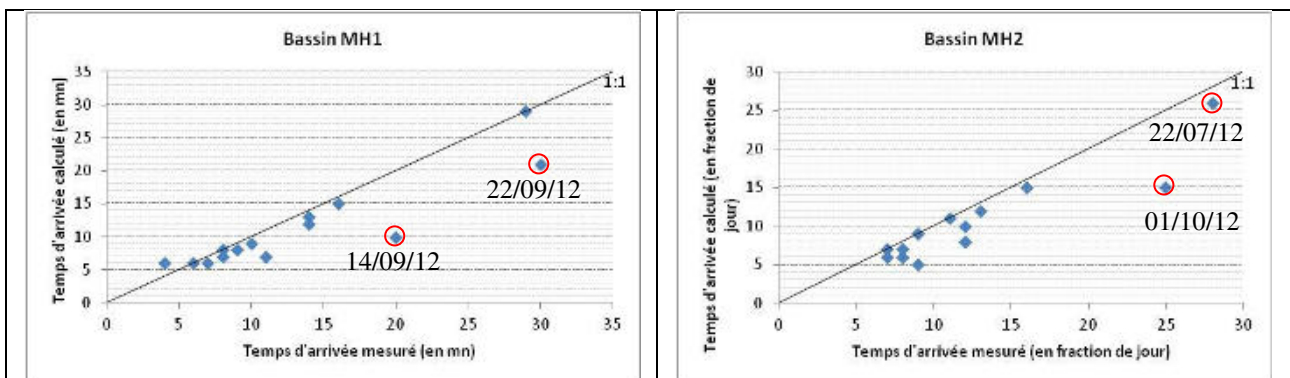


Figure 14. 3. Temps d'arrivée mesuré et calculé de l'écoulement à l'exutoire des bassins MH1 (à gauche) et MH2 (à droite) en 2012.



*Le temps d'arrivée mesuré correspond à l'écart de temps compris entre le 1<sup>er</sup> basculement observé sur le pluviographe et le 1<sup>er</sup> enregistrement de la cote d'eau au niveau de la station hydrométrique (considéré comme l'exutoire du bassin).*

On constate que les temps d'arrivée calculés sont légèrement inférieurs aux temps réellement mesurés sur les deux bassins. Mais cette sous-estimation n'est souvent que de l'ordre de la minute (Tableaux 14.2 et 14.3) ce qui est peu. Les temps largement sous-estimés (encadrés en rouge sur la Figure 14.3) sont souvent liés à des pluies de faible intensité au début de l'averse pour lesquelles les temps de transfert dans les versants deviennent limitants. Sur le bassin MH1, l'événement du 14 septembre est précipité avec une intensité de l'ordre de 11 mm/h durant les 6 premières minutes de l'averse. Celui du 22 septembre est seulement intense de 2 mm/h sur les 27 premières minutes de l'averse. Ces deux événements ne sont pas autant sous-estimés sur le bassin MH2 où ils sont intenses (70 et 36 mm/h respectivement) dès le début de l'averse. Il en est de même pour l'événement du 22 juillet sur le bassin MH2 qui était faiblement intense (moins de 2 mm/h) durant les quarante premières minutes de l'averse. En effet, plus l'intensité de pluie est faible au début de l'averse, plus le potentiel d'infiltration est élevé à l'échelle du bassin. En conséquence, le temps d'arrivée à l'exutoire s'allonge. Les temps calculés sont plus courts parce qu'ils ne prennent pas en compte la détention superficielle et l'infiltration sur l'ensemble du réseau hydrographique (cf. § suivant, 14.3.2). L'événement du 01 octobre est quant à lui relativement intense au début de la pluie (20 mm/h). Il a précipité le volume d'eau suffisant pour saturer le dépôt sableux de la ravine principale du bassin durant les 15 premières minutes de l'averse. La pluie est devenue moins intense par la suite d'où le retard d'arrivée de l'écoulement réel à l'exutoire. D'une manière générale, la prédiction des temps d'arrivée de l'écoulement à l'exutoire est satisfaisante et nous conforte dans notre estimation du volume poreux des ravines.

*Tableau 14.2. Temps d'arrivée mesuré et calculé de l'écoulement à l'exutoire du bassin MH1. Ces temps sont calculés par rapport au début de la pluie qui correspond à l'heure du 1<sup>er</sup> basculement du pluviographe situé sur le bassin.*

<b>Date</b>	<b>Heure début de pluie</b>	<b>Hauteur de pluie (mm)</b>	<b>Heure d'arrivée dans la ravine</b>	<b>Temps d'arrivée mesuré (min)</b>	<b>Temps d'arrivée calculé (min)</b>
04/07/2012	19:35	44	19:40	14	13
09/07/2012	19:59	15	19:59	8	8
15/07/2012	12:10	14	12:10	7	6
22/07/2012	06:22	10	06:22	29	29
24/07/2012	11:15	26	11:16	14	12
27/07/2012	18:36	19	18:37	10	9
29/07/2012	17:03	12	17:04	8	7
03/08/2012	21:35	29	21:36	4	6
06/08/2012	17:48	33	17:48	11	7
11/08/2012	14:33	23	14:34	16	15
19/08/2012	03:07	21	03:07	6	6
02/09/2012	03:15	54	03:16	9	8
14/09/2012	17:29	21	17:33	20	10
22/09/2012	02:07	20	02:21	30	21
01/10/2012	19:12	18	19:13		37

Tableau 14. 3. Temps d'arrivée mesuré et calculé de l'écoulement à l'exutoire du bassin MH2

Date	Heure début de pluie	Hauteur de pluie (mm)	Heure d'arrivée dans la ravine	Temps d'arrivée mesuré (min)	Temps d'arrivée calculé (min)
04/07/2012	19:35	40	19:41	11	11
09/07/2012	19:59	15	19:59	8	7
15/07/2012	12:10	16	12:11	7	6
22/07/2012	06:24	6	06:44	28	26
24/07/2012	11:15	27	11:18	13	12
27/07/2012	18:31	17	18:40	16	15
29/07/2012	17:03	14	17:05	9	9
03/08/2012	21:35	25	21:35	7	7
06/08/2012	17:45	37	17:46	9	9
11/08/2012	14:46	19	14:46	12	10
19/08/2012	03:08	18	03:08	8	6
02/09/2012	03:17	55	03:17	8	6
14/09/2012	17:31	35	17:32	9	5
16/09/2012	20:42	26	20:43	12	8
22/09/2012	02:22	19	02:23	12	8
01/10/2012	19:14	18	19:14	25	15

### 14.3.2. Volumes et forme des hydrogrammes

La Figure 14.4 donne la forme des hydrogrammes simulés et mesurés des quelques événements pluvieux de caractéristiques variées (la comparaison des tous les hydrogrammes calculés et mesurés se trouve en Annexe E).

Sur cette Figure (14.4), qui représente des crues d'intensité variable, on constate que le modèle reproduit assez bien la forme des hydrogrammes avec la valeur de vitesse dans les versants que nous avons choisi de fixer uniformément à 0.05 m/s. La simulation des événements du 24/07/2012 et du 02/09//2012 illustrent ce fait où on observe une reproduction de la variabilité instantanée de l'intensité des crues (événement du 24/07/2012) et du caractère bimodal des crues (événement du 02/09/2012). En outre, les débits de pointe sont assez proches, parfois sous-estimés, parfois surestimés et relativement bien calés dans le temps dans bien des cas. Néanmoins, le modèle a tendance à surestimer les volumes, tant des débits de pointes (Figure 14.5) que les volumes totaux écoulés (Figure 14.6).

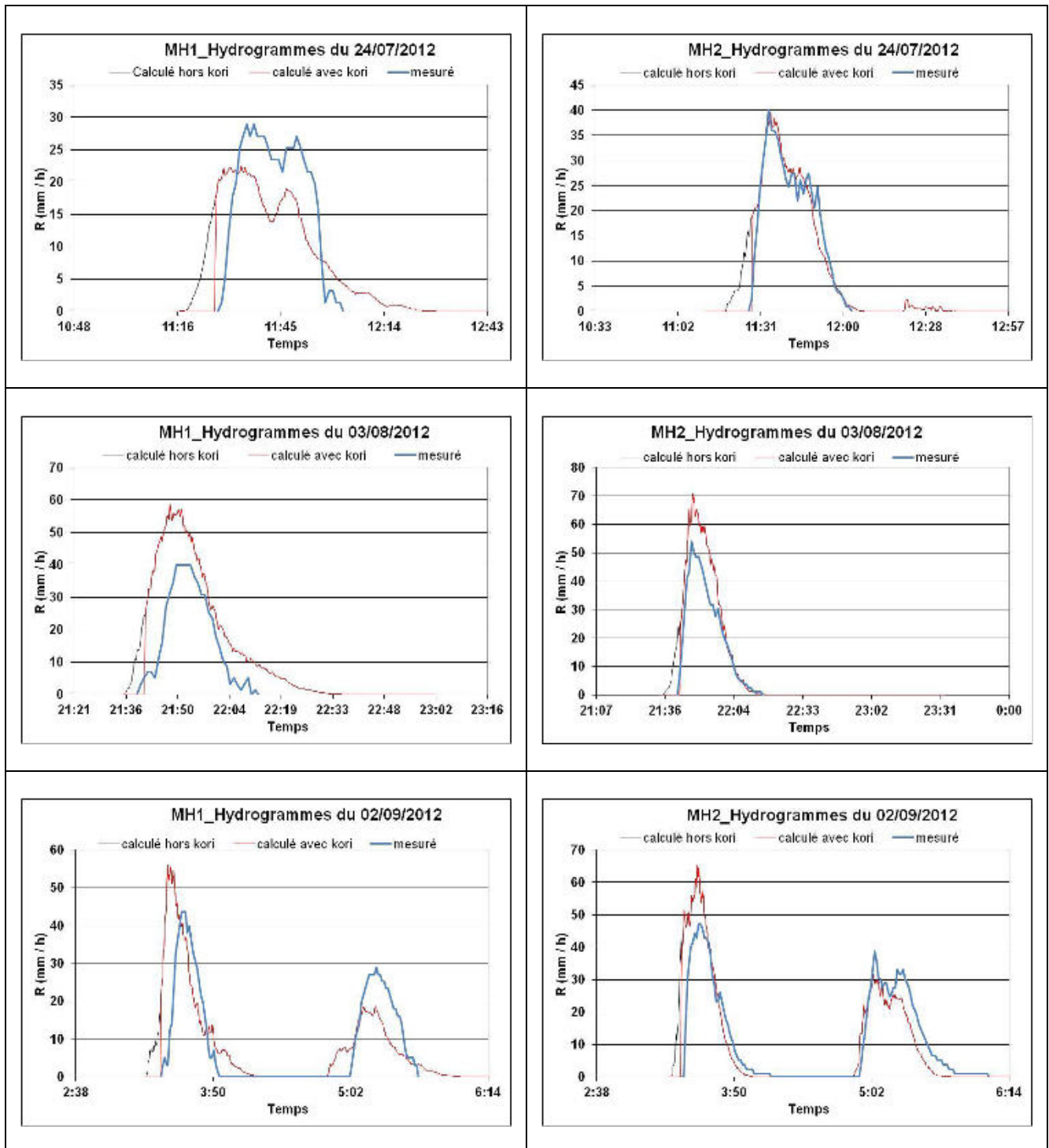


Figure 14. 4. Hydrogrammes mesurés et calculés des quelques événements sur les bassins MH1 et MH2.

Sur cette Figure, les hydrogrammes calculés « hors kori » désignent les hydrogrammes déterminés sans prendre en compte le volume d'eau devant saturer les dépôts sableux de la ravine tandis que pour ceux désignés par « avec kori », l'écoulement commence après la saturation de la couche sableuse de la ravine principale du bassin.



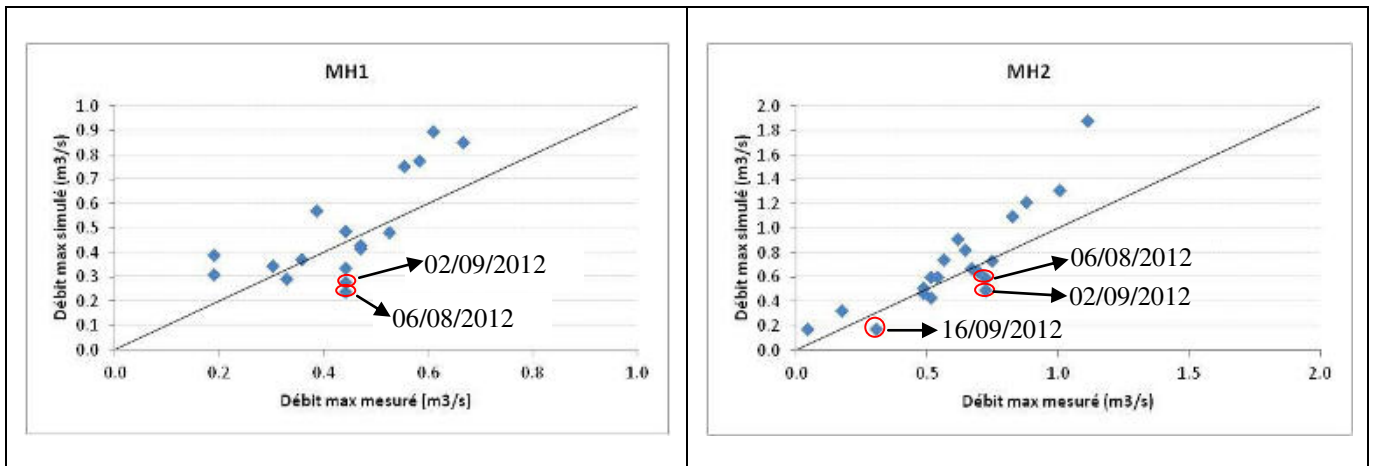


Figure 14. 5. Débits maxima mesuré et simulé sur les bassins MH1 (à gauche) et MH2 (à droite)

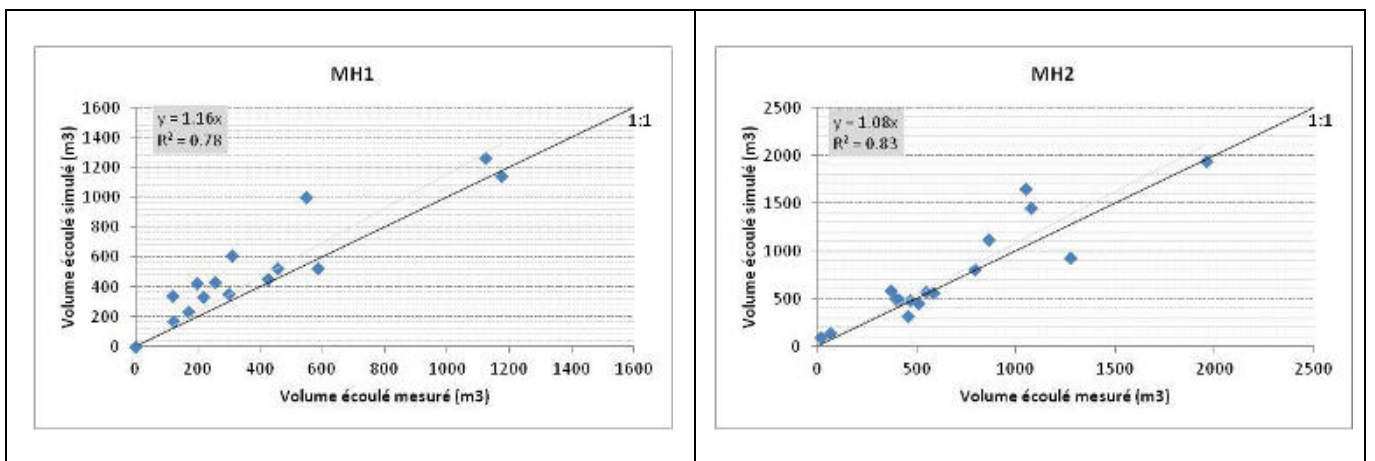


Figure 14. 6. Volumes écoulés mesuré et calculé sur les bassins MH1 (à gauche) et MH2 (à droite)

La surestimation des volumes simulés résulte :

- ✓ de la sous estimation des volumes d'eau qui s'infiltrent dans le réseau de ravines. Dans le paragraphe 14.2.2, nous avons estimé les quantités d'eau devant suffire pour saturer les volumes sableux des ravines principales des bassins qui sont de 143 m<sup>3</sup> et 171 m<sup>3</sup> respectivement pour les bassins MH1 et MH2. Ces volumes de sables, déterminé par sondage, ne concernent que les ravines principales respectives des bassins qui, en termes de longueur, représentent respectivement 45 % et 37 % du réseau de ravines des bassins MH1 et MH2. Si l'estimation des dépôts de sable avait été effectuée sur l'ensemble des réseaux hydrographiques respectifs, la surestimation des volumes écoulés simulés n'aurait certainement pas atteint l'exagération de 16 % sur MH1 ou de 8 % sur MH2 (Figure 14.6) ;
- ✓ de la non prise en compte des détentions superficielles et des ré-infiltrations localisées sur les versants durant leur transfert vers le réseau hydrographique (§ 14.2.1).

Ces deux facteurs expliquent la surestimation aussi bien des débits maxima que des volumes écoulés simulés. Néanmoins, nos hypothèses paraissent raisonnables puisque la surestimation des volumes écoulés simulés reste limitée.

Sur la Figure 14.5, les événements relativement trop sous-estimés (encerclés en rouge) correspondent aux deuxièmes crues d'une averse présentant une distribution bimodale qui se traduit donc par deux hydrogrammes distincts. Pourquoi les volumes calculés de ces deuxièmes crues sont systématiquement sous-estimés ? Nous avançons comme explication probable, l'effet des sédiments qui se déposent au niveau de la station de mesure après chaque crue. En effet, la phase finale de chaque épisode d'écoulement se caractérise par un important dépôt de sédiments au niveau des stations de mesures à cause de la faible compétence des flux. Nous sommes, en conséquence, tenus de nettoyer (curer le dépôt et niveler le flotteur au besoin) les stations après chaque crue. Pour le cas particulier des crues bimodales, celles-ci se succèdent avant le nettoyage des stations et repartent alors d'une cote à l'échelle qui est différente de zéro. Ce défaut de nettoyage est susceptible d'exagérer les volumes mesurés.

#### 14.4. Simulation des écoulements suivant l'évolution supposée des états de surface

En supposant des évolutions des surfaces élémentaires sur les bassins, nous simulons les débits afin d'estimer l'effet de ces évolutions sur la production des écoulements. Ces hypothèses n'ont pas besoin d'être réalistes, elles constituent plutôt des cas limites d'évolutions possibles dans le futur.

Nous supposons l'évolution des proportions actuelles (fournies dans le Tableau 12.1, chapitre 12) des surfaces élémentaires composant les bassins.

Si les bassins s'encroûtent entièrement (à 100 % de surface élémentaire type ERO, ou à 100 % de surface élémentaire type BIOL), ou au contraire, s'ils régénèrent entièrement (100 % de surface élémentaire type ST\_jac) ou encore s'ils sont effectivement cultivés (100 % de surface élémentaire type Cultural) quelles seraient leurs capacités de production d'écoulement ?

Les résultats des simulations correspondant à ces évolutions sont résumés dans le Tableau 14.4 et représentées sur les Figures 15.7 (pour MH1) et 15.8 (pour MH2).

*Tableau 14. 4. Simulation de la production des écoulements selon les évolutions des états de surface sur les bassins MH1 et MH2.*

*L'évolution de la production des bassins est simulée par rapport au volume calculé avec le bassin réel.*

Etat du bassin	MH1		MH2	
	Evolution de la production d'eau	Nouveau coeff. d'écoulement	Evolution de la production d'eau	Nouveau coeff. d'écoulement
Si 100 % ERO	+ 32 %	0.52	+ 11 %	0.52
Si 100 % BIOL	+ 10 %	0.44	- 7 %	0.43
Si 100 % ST_jac	- 10 %	0.36	- 22 %	0.36
Si 100 % Cult.	- 39 %	0.24	/	/

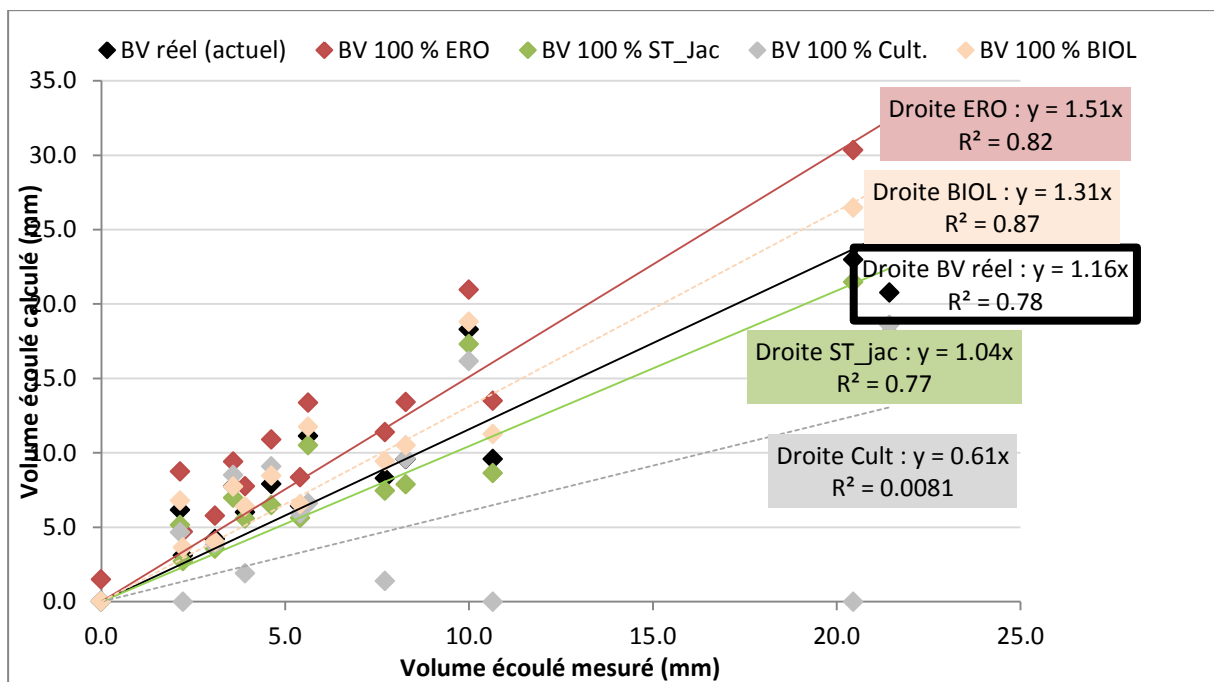


Figure 14. 7. Simulation des écoulements en cas d'évolution uniforme des états de surface du bassin MH1

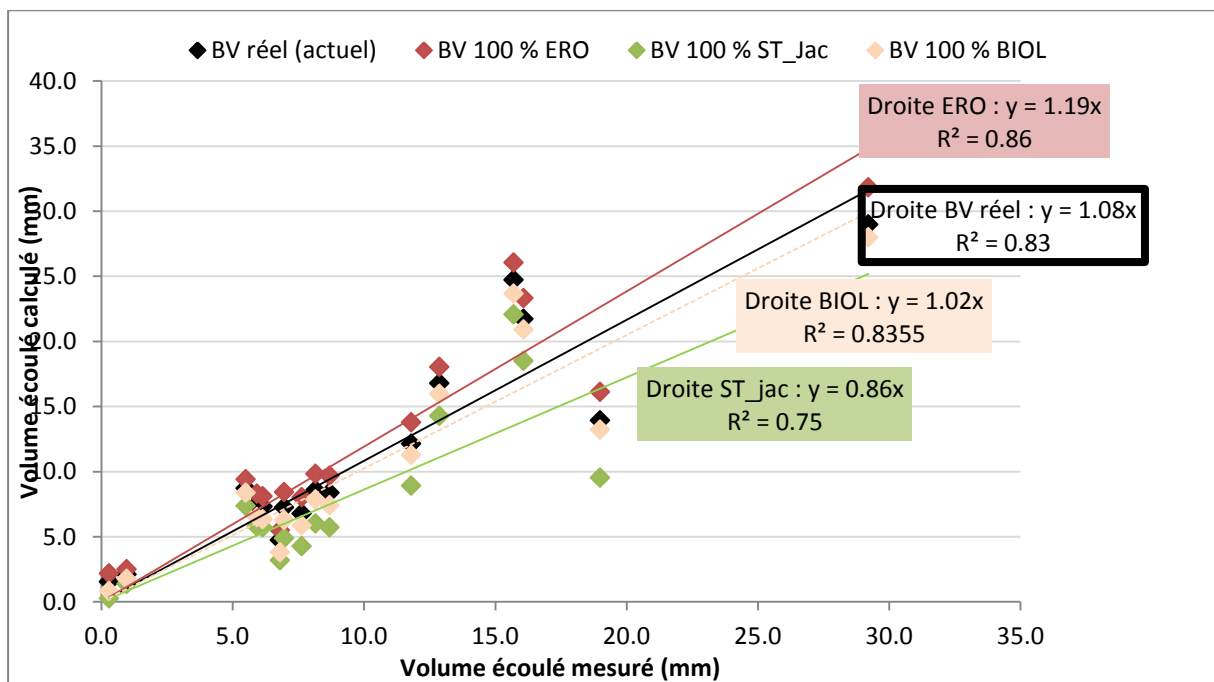


Figure 14. 8. Simulation des écoulements en cas d'évolution uniforme des états de surface du bassin MH2

Si le bassin MH1 dégrade entièrement, son coefficient d'écoulement (qui est de 0.40 sur la base des volumes simulés selon la composition actuelle) sera de 0.52 dans le cas d'une couverture effective par une surface élémentaire de type ERO ou de 0.44 pour une couverture de type BIOL. En revanche, il produira moins d'eau s'il est couvert par une surface de type ST\_jac (coefficient d'écoulement de 0.36) ou s'il est entièrement cultivé (coefficient = 0.24).

Par rapport à la situation actuelle, ce bassin connaîtra peu d'évolution (en termes de production d'écoulement) même s'il est mis effectivement en jachère.

Une dégradation effective, de type ERO, du bassin MH2 entraînera une augmentation d'écoulement de 11 % par rapport à la situation actuelle. Son coefficient d'écoulement passe, dans ce cas, de 0.47 à 0.52. Cette faible augmentation d'écoulement s'explique par sa couverture actuelle déjà largement dominée (à près de 70 %) par des surfaces à faible infiltration que sont ERO, Granite et CG.

D'une manière générale, les productions d'écoulement des bassins n'évoluent pas aussi fortement que ce que nous aurions imaginé. Ces bassins ont-ils atteint le seuil de dégradation irréversible ?

L'abandon de toute pratique culturale sur le bassin MH2 justifie vraisemblablement cet état de fait. Il serait certainement intéressant de tester notre approche sur des bassins de socle moins dégradés présentant davantage de surfaces cultivées et/ou en jachère.

## **Conclusion**

La convolution des écoulements produits sur les surfaces élémentaires des bassins grâce à l'utilisation du modèle de Green et Ampt distribué permet de simuler de manière satisfaisante les temps d'arrivée de l'écoulement à l'exutoire, les débits maxima et les volumes totaux écoulés. Le modèle est capable de reproduire la dynamique instantanée des débits. Toutefois, il a tendance à surestimer les débits et les volumes totaux à cause, vraisemblablement de la sous-estimation de l'infiltration dans le réseau hydrographique et de la non prise en compte des détentions superficielles et ré-infiltrations sur les versants.

Par ailleurs, étant donné, d'une part, que les conductivités utilisées pour simuler les écoulements sur les bassins sont celles mesurées en surface (entre 0-3 cm) et, d'autre part, que le modèle reproduit assez bien les débits mesurés, on peut alors conclure que le fonctionnement hydrodynamique de ces bassins est effectivement bien contrôlé par les couches superficielles du sol.

## Chapitre 15. Occupation des sols et relation pluie-débit sur le bassin de Dargol

### *Introduction*

---

Ce chapitre vise à illustrer l'évolution de l'occupation des sols et ses conséquences sur les relations pluie-débit à l'échelle du bassin versant de Dargol, considéré comme représentatif du paysage de notre zone d'étude et du domaine cristallin de l'ouest du Niger. L'étude se base sur l'analyse croisée des données cartographiques (images satellitaires) couvrant la période de 1986 à 2010 et des chroniques de pluies et des débits étalées sur 50 ans d'observation.

---

### **15.1. La chronique de pluies sur le bassin**

Le Dargol est l'un des principaux affluents du fleuve Niger dans sa partie sahélienne. Il a un régime d'écoulement saisonnier et draine un bassin de l'ordre de 7000 km<sup>2</sup> sis sur les formations précambriennes granitiques et volcano-sédimentaires du Liptako Gourma (cf. Figure 2.1).

Dans la première partie de ce travail (cf. chapitre 1, § 1.1 et chapitre 3, § 3.2), nous avons rapporté que tous les principaux affluents du fleuve Niger se situent sur les formations précambriennes de Liptako et qu'il n'existe aucun cours d'eau fonctionnel significatif sur le bassin sédimentaire des Iullemeden. La Figure 15.1 (Cappelaere *et al.* 2009b) illustre cette partition géologique (cristallin / sédimentaire) et hydrologique (exoréique / endoréique) de part et d'autre du fleuve Niger.

Au cours des quarante dernières années, la conjonction d'une pluviométrie globalement défavorable et surtout, d'une pression foncière de plus en plus accrue, ont modifié le paysage de ce bassin, tout comme celui des autres affluents du fleuve Niger. Cette modification a eu pour conséquence un profond changement dans l'occupation des sols et de l'hydrologie à l'échelle du bassin.

#### **15.1.1. Collecte et spatialisation des données pluviométriques**

Les données de pluie utilisées ici ont été recueillies par les Services Météorologiques du Niger et du Burkina Faso. La densité des postes est faible, la longueur et qualité des enregistrements, inégales. Les principaux postes de mesures dans la partie nigérienne sont Niamey et Ayorou. Les jeux de données ont pu être complétés certaines années par les données de quelques stations notamment par celles de Téra, Tillabéry et Dargol (Figure 15.2). Les données pluviométriques du Burkina proviennent des postes de Bogandé, Sebba, Dori et Gorom Gorom. Les données pluviométriques utilisées couvrent la période de 1957 à 2010.

La hauteur annuelle de pluie précipitée sur le bassin est estimée en spatialisant, par simple interpolation (krigeage linéaire), les données pluviométriques des postes cités.



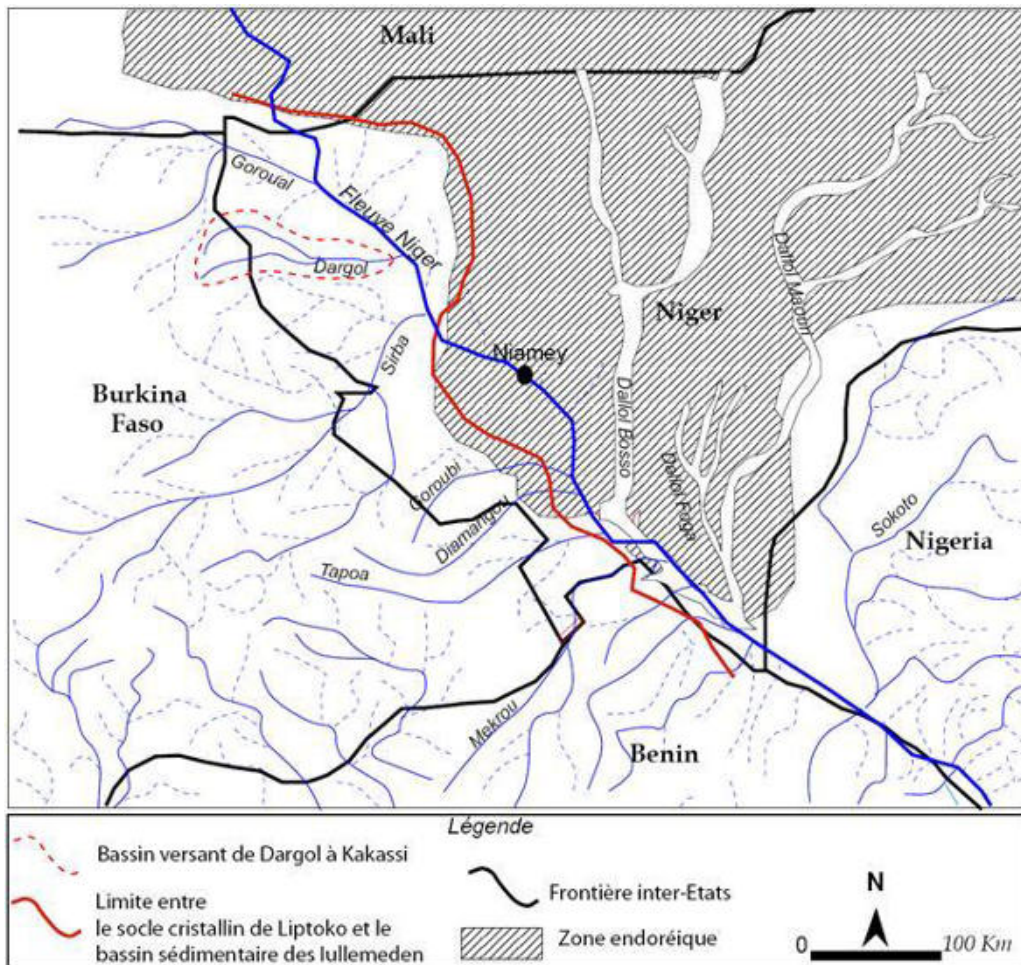


Figure 15. 1. La situation du bassin du Dargol par rapport à la zone de contact entre socle cristallin et bassin sédimentaire.

La carte initiale, extraite de Cappelaere et al. (2009), est ici modifiée.

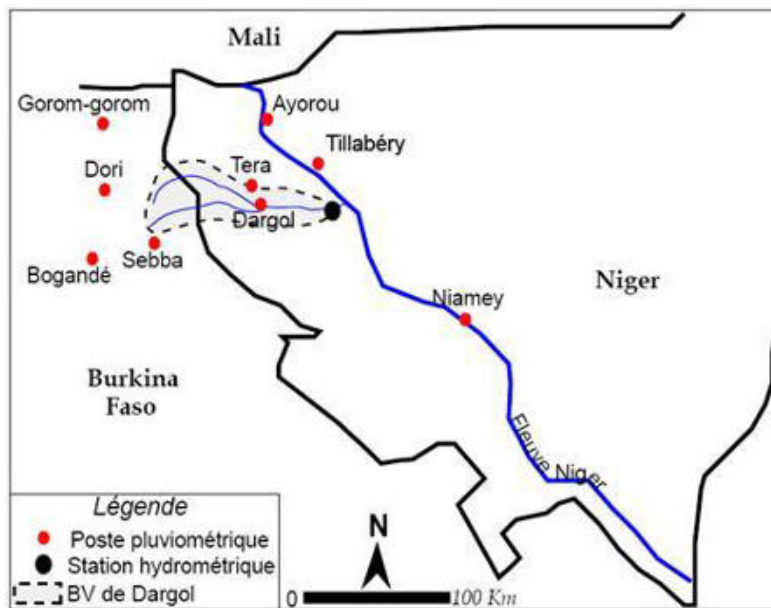


Figure 15. 2. Localisation des postes pluviométriques et hydrométrique utilisés.

### 15.1.2. Evolution interannuelle de la pluie de 1957 à 2010

D'une manière générale, l'évolution de la pluviométrie depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle sur le bassin du Niger à Niamey (Figure 2.4) est marquée par une période de sécheresse très longue et très marquée de 1968 à 1994 qui est précédée par une période humide de 1950 à 1967. De plus, ces périodes sont encadrées par deux périodes de forte variabilité interannuelle des précipitations : celle qui s'étend avant 1949 est plutôt excédentaire par rapport à la moyenne 1900-2010 ; celle qui succède à la Grande Sécheresse à partir de 1995, est plutôt déficitaire.

Sur le bassin du Dargol, en s'appuyant sur les postes disponibles, nous représentons l'évolution interannuelle de la pluie durant la période 1957-2010 sur la Figure 15.3.

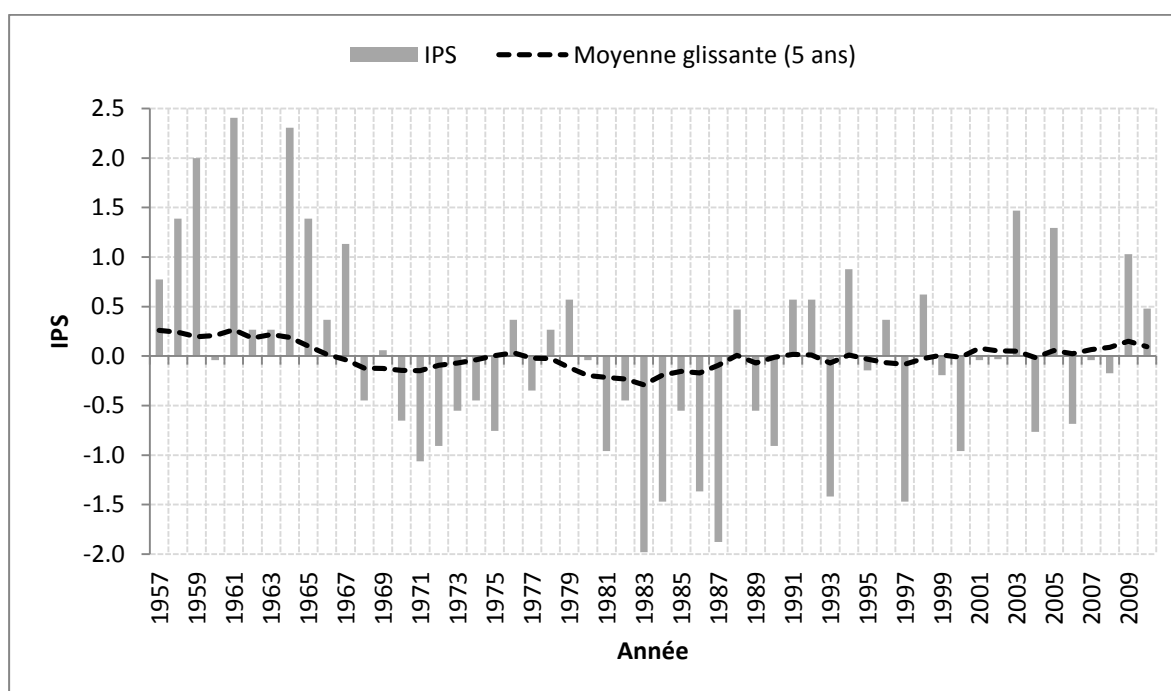


Figure 15. 3. Evolution interannuelle de la pluie sur le bassin du Dargol de 1957 à 2010. L'indice IPS est calculé par la formule  $IPS = (P_i - P_{moy})/\sigma$  avec  $i$  indice de l'année,  $P_{moy}$  (1957-2010) = 464 mm et  $\sigma = 98$  mm.

La pluie moyenne annuelle du bassin correspond à la moyenne pluviométrique des stations représentées sur la Figure 15.2

Sur la Figure 15.3, on observe parfaitement les premières années « humides » suivies à partir de 1968 de la série d'années déficitaires avec les deux creux du début des années 1970 et surtout du début des années 1980. Cette succession d'années sèches n'a pas manqué d'affecter la végétation ligneuse. Des rapports ont fait état d'une surmortalité des ligneux au Niger (d'Herbès & Valentin, 1997) comme au Mali (Hiernaux *et al.*, 2009) et d'une dégradation du paysage ouest africain (Richard, 1990).

## 15.2. Analyse diachronique de l'occupation des sols sur le bassin du Dargol

### 15.2.1. Eléments d'occupation des sols

Nous rapportons dans le chapitre 4 (§ 4.2) que d'après le document de nomenclature (DE/MHE/LCD, 2006), l'occupation des sols comporte six thèmes que sont la végétation, la mosaïque culture-jachère, l'hydrographie, l'espace nu, l'établissement humain et le réseau routier. Dans notre analyse, nous nous intéressons particulièrement aux quatre premiers thèmes qui influencent significativement l'écoulement. L'évolution du recouvrement de ces différents thèmes est déterminée grâce aux cartes élaborées sur la base de scènes SPOT.

### 15.2.2. Evolution de l'occupation des sols entre 1986 et 2010

Pour illustrer l'évolution du paysage et les changements opérés dans l'occupation des sols à l'échelle du bassin de Dargol, nous avons réalisé deux cartes par télédétection des scènes SPOT de 1986 et 2010 respectivement. La proportion des quatre thèmes d'occupation sus mentionnés, déterminée par classification supervisée, est déclinée dans le Tableau 15.1.

Tableau 15. 1. Evolution de l'occupation des sols (en %) entre 1986 et 2010 sur le bassin de Dargol.

Année	1986	2010
<b>Thème d'occupation des sols</b>		
<b>1. Hydrographie</b>	0.1	0.8
<b>2. Sol nu</b>		
✓ Surface dénudée	1	12.6
✓ Rochers	5.9	5.9
<b>3. Cultures et jachères</b>	28	29
<b>4. Végétation</b>		
✓ Cordons ripicoles	2	8.7
✓ Steppes herb/arbustives	32	31
✓ Broussailles	31	12
<b>TOTAL (%)</b>	<b>100</b>	<b>100</b>

Entre 1986 et 2010, on observe une forte augmentation des cordons ripicoles sans que l'on puisse distinguer cependant l'augmentation réelle du biais induit par le décalage temporel des images traitées. En effet, l'image de 2010 est acquise peu après la saison des pluies (septembre), donc à un moment où les formations végétales de fond de vallée, pas forcément ripicoles, étaient encore très vertes. De ce fait, on ne peut dissocier l'influence de ce biais de celle d'une réelle augmentation résultant de la relative augmentation des précipitations observée après 1995 et qui a conduit à une extension des végétations des bas-fonds et des zones hydromorphes.

Contrairement aux cordons ripicoles, les broussailles reculent, passant de 31 à 12 % de la surface du bassin, au profit des cultures et des jachères, mais aussi des surfaces dénudées qui ont été multipliées par 12. La disparition des broussailles s'explique, certes, par les déficits pluviométriques des années 1970 à 1995, mais elle est aussi en lien avec l'extension du front



agricole et surtout la hausse de la consommation de bois pour des usages domestiques des centres urbains de Niamey et Tillabéry notamment. La Figure 15.4 illustre un espace récemment défriché et mis en culture dans la région de Tillabéry. Sur cette Figure, on observe, au premier plan, les bois coupés et les résidus des cultures (mil) et au deuxième plan les formations végétales non (encore) défrichées.



*Figure 15. 4. Conséquence anthropique dans l'évolution de l'occupation des sols : espace nouvellement défriché et mis en culture (région de Tillabéry).*

*Source : © Photo Maurice ASCANI - [www.photographe-niger.com](http://www.photographe-niger.com)*

Les Figures 15.5 et 15.6 montrent l'état d'occupation des sols du bassin de Dargol respectivement en 1986 et en 2010.

Les parties amont et centrale du bassin sont visiblement les plus touchées par les changements. Dans la partie amont, les broussailles sont transformées en steppes herbeuses et arbustives tandis que les formations steppiques existantes sont devenues en partie des surfaces dénudées. Dans la partie centrale du bassin, une proportion importante du bassin, couverte en 1986 par les broussailles est transformée, de nos jours, en zone de culture.

Ces types d'évolution se répercutent sur la relation pluie-débit par la diminution de la capacité d'infiltration des sols en surface et par l'accélération des écoulements sur les versants étant donné que ces derniers sont déjà couverts en partie par des affleurements des roches du socle.

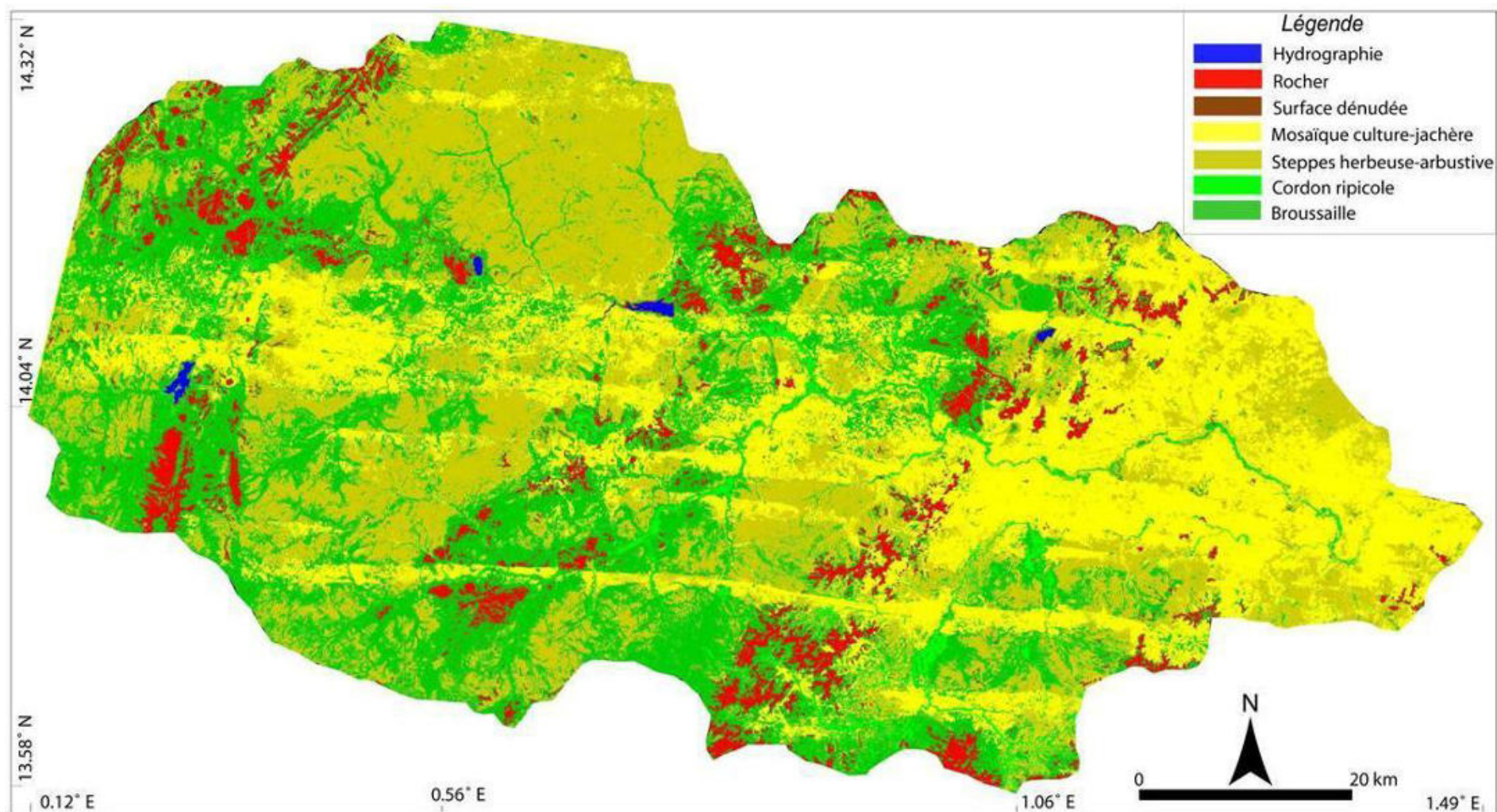


Figure 15. 5. Carte d'occupation des sols du bassin de Dargol en 1986



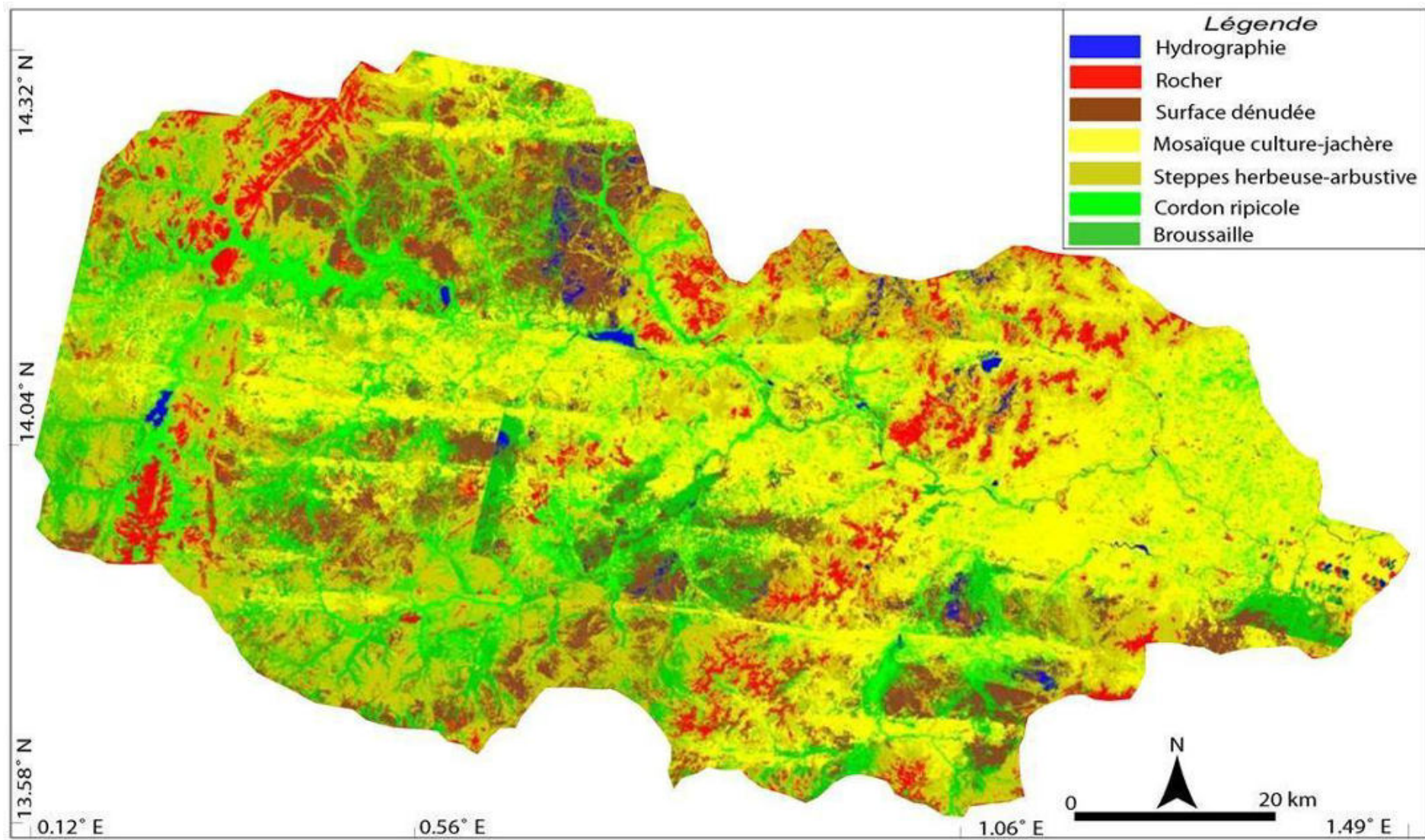


Figure 15. 6. Carte d'occupation des sols du bassin de Dargol en 2010

### 15.3. Relation pluie-débit sur le bassin du Dargol

Les données utilisées ici sont les débits annuels de la station hydrométrique de Dargol à Kakassi (à l'aval du bassin du Dargol, située près de la confluence avec le fleuve Niger), fournis par le projet « Niger-Hycos » de l'Autorité du Bassin du Niger à Niamey (ABN; (<http://nigerhycos.abn.ne/user-anon/htm/listStationByGroup.php>)). Ces données sont relevées sur le terrain par les Services hydrologiques Nationaux du Burkina Faso et du Niger. La chronique analysée couvre la période de 1957 à 2010.

Pour faire ressortir les tendances des relations pluies-débits sur ce bassin (Figure 15.7), nous sectionnons les chroniques en deux séries. Une série couvrant les années relativement humides de 1957 à 1967, dite série avant sécheresse, et une autre série couvrant la période de sécheresse, de 1968 à 2010.

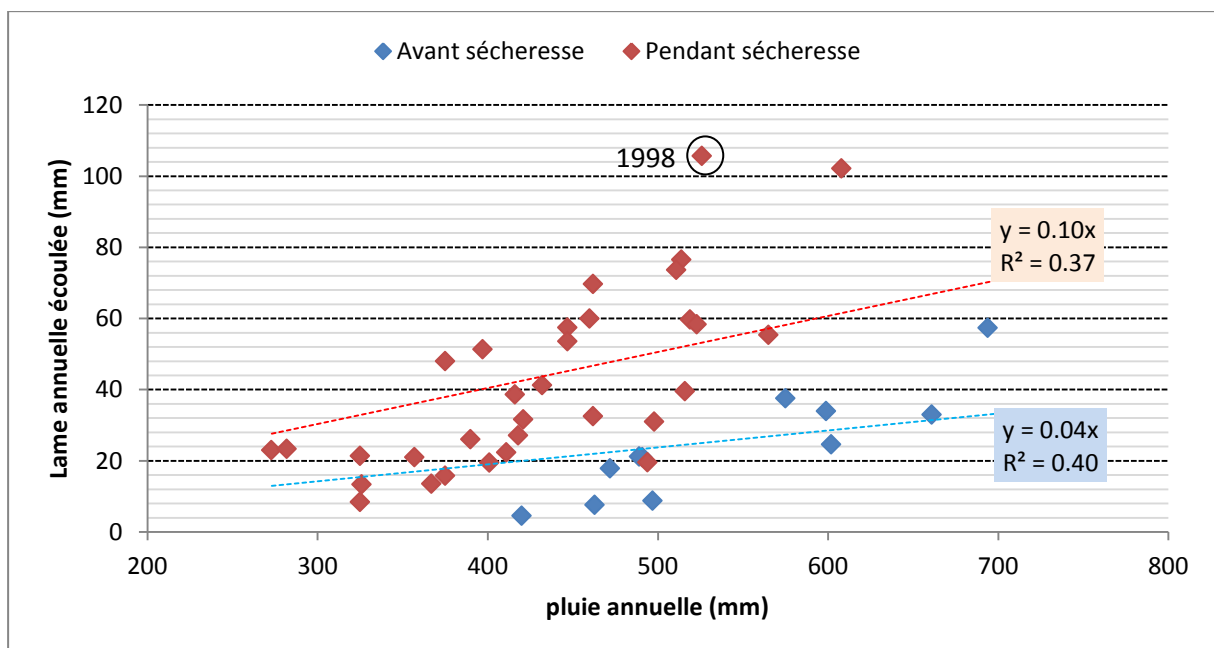


Figure 15. 7. Evolution des relations pluies-débits avant et pendant la sécheresse sur le bassin de Dargol à Kakassi.

La lame écoulée la plus élevée (105 mm), encerclée en noir est observée en 1998 qui a été une année exceptionnellement pluvieuse (plus de 1000 mm à Niamey)

On observe, sur la Figure 15.7, que la relation pluie-débit est plus forte pendant les années de sécheresse, comparée aux années d'avant les sécheresses. La pente de la relation pluie-débit passe de 0.04 pour les années précédant les sécheresses à 0.10 durant les années de sécheresse, soit un facteur d'augmentation de 2.5. En revanche, la corrélation pluie-débit est plutôt meilleure avant les sécheresses. La modification de la corrélation durant les sécheresses est probablement en lien avec l'évolution progressive de l'occupation des sols. En effet, l'augmentation constatée des cordons ripicoles traduirait un état d'hydromorphie dans les cours d'eau et les bas fonds et qui, en conséquence, pourrait influencer les caractéristiques d'écoulement durant les averses. La dégradation de la végétation et l'extension des surfaces dénudées sont également des facteurs qui modifient la relation pluie-débit. En tout état de cause, les lames écoulées ont augmenté pendant les périodes de sécheresse. Le coefficient

d'écoulement moyen est ainsi passé de 4 % avant les sécheresses à 9 % pendant celles-ci puis à 13 % entre les années 2000 et 2010, soit un triplement du coefficient depuis les années 1950. Cette augmentation est donc liée à l'évolution de l'occupation des sols sus mentionnée et illustre le paradoxe sahélien déjà mis en évidence à diverses échelles (Albergel, 1987 ; Mahé *et al.*, 2003). Sur les petits bassins de quelques hectares de la région de Fakara (SW du Niger) par exemple, Le Breton (2012), Descroix *et al.* (2012), ont remarqué à la fois une augmentation des coefficients d'écoulement et une diminution de la durée totale de l'écoulement annuel. L'une et l'autre de ces évolutions témoignent d'une diminution de la capacité de rétention en eau des bassins-versants, et donc d'une augmentation conséquente du ruissellement de type hortonien (dû au refus d'infiltration). Les mêmes constats ont été dégagés par Amogu *et al.* (2010) sur les principaux affluents sahéliens du fleuve Niger. La Figure 15.8 (Descroix *et al.*, 2012) montre que parmi les trois affluents sahéliens du fleuve Niger, c'est le Dargol qui a connu la plus forte augmentation du coefficient d'écoulement. Néanmoins, en termes d'évolution relative, les coefficients de variation sur l'ensemble de la période restent assez similaires (55 % pour le Gorouol, 58 % pour le Dargol et 65 % pour la Sirba).

L'augmentation du ruissellement de type hortonien a pour conséquence, entre autres, une modification du régime des affluents qui devient de plus en plus irrégulier (pics et étiages plus prononcés qu'il y a quelques décennies) et une augmentation des charges solides qui dégradent la qualité des eaux. Enfin, par le dépôt de grandes quantités des sables et de sédiments transportés, ces eaux turbides (Figure 15.9) provoquent un ensablement du lit du fleuve Niger dont la section mouillée est diminuée d'autant, ce qui accroît fortement les risques de débordement et d'inondation à l'approche des villes (Figure 15.10). Les inondations successives de la ville de Niamey en 2010, 2012 et 2013 sont en grande partie liées à la baisse du débit qui peut transiter dans la section normale du fleuve, qui entraîne donc un débordement dans la plaine d'inondation.

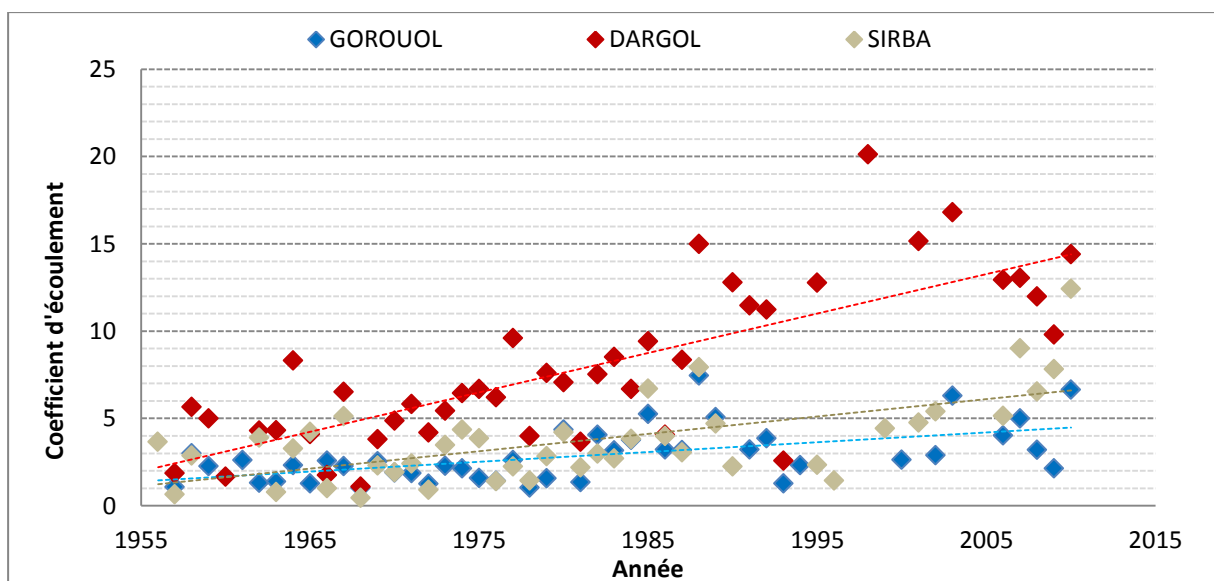


Figure 15. 8. L'évolution des coefficients d'écoulements sur les trois grands bassins des affluents sahéliens du fleuve Niger au Niger (in Descroix *et al.*, 2012).

#### 15.4. Comparaison des volumes d'eau écoulés en zones endoréique et exoréique : cas des bassins de Dantiandou et de Dargol

Le kori de Dantiandou est un ancien tributaire du Dallol Bosso<sup>1</sup> (cf. Figure 15. 1) auquel il se connectait à la latitude 13°20 N (Favreau, 2000). Il est actuellement une vallée sèche dont le cours est tronçonné par des dépôts sableux (cônes de déjection) qui se sont formés aux confluences des drains secondaires avec son cours principal, d'où la discontinuité des écoulements. Le bassin versant topographique de ce kori, qui est de l'ordre de 5000 km<sup>2</sup>, alimente un aquifère phréatique du continental terminal (CT3) du bassin sédimentaire des Iullemeden (Favreau, op. cité). Cet aquifère dessine une dépression piézométrique qui correspond grosso modo au bassin du kori fossile de Dantiandou.

Les travaux menés depuis la fin des années 1990, Favreau *et al.* (2009) ; Leblanc *et al.* (2008) ; Leduc *et al.* (2001) ; Leduc *et al.* (1997) ; Massuel *et al.* (2006), ont d'une manière générale montré que le niveau de la nappe phréatique du CT3 montait depuis les années 1970, et que cette remontée s'était accélérée au moins jusqu'au milieu des années 2000. Dans la dépression piézométrique du kori de Dantiandou, le plafond de la nappe est remonté de plus de 4 mètres en moyenne (cf. chapitre 3, Figure 3.5). Pour l'heure, on ignore la proportion du bassin des Iullemeden concernée par la montée de la nappe, mais dans le degré carré de Niamey (2-3° E ; 13-14° N) celle-ci est confirmée par tous les points de mesure (178).

La dépression piézométrique de Dantiandou est donc une aire circonscrite dans laquelle il est possible de chiffrer l'apport d'eau annuel en se basant sur les pluies et la recharge. En outre, sa dimension relativement similaire au bassin versant de Dargol rend possible la comparaison des volumes d'eau écoulés sur ces deux bassins situés à la même latitude mais dont l'un se trouve en zone sédimentaire et endoréique (kori de Dantiandou) et l'autre en zone cristalline et exoréique (le Dargol).

Pour circonscrire l'ordre de grandeur du volume d'eau écoulé sur le bassin du kori de Dantiandou, nous nous inspirons de l'article, très synthétique, de Favreau *et al.* (2009) qui rapporte que le défrichement a multiplié par 3 les ressources en eau de surface (volume écoulé) et par 2.5 la densité du drainage, entraînant l'apparition d'un grand nombre de nouvelles mares dans le paysage. En conséquence, la recharge est passée de 2 mm/an durant la période pré-défrichement à 25 mm/an ces dernières années.

Sur le bassin du Dargol, la lame moyenne décennale écoulée, qui était de 25 mm durant la décennie 1957-1967, passe à près de 70 mm durant la décennie 2000-2010, soit également un quasi-triplement des lames écoulées de la période pré-sécheresse.

On peut donc en conclure que les écoulements ont triplé dans les deux types de terrain, sur le socle, exoréique et sur le bassin sédimentaire, endoréique. Ce triplement se traduit par une augmentation des volumes écoulés et des eaux de surface. En termes de ressources en eau, l'augmentation des écoulements n'a cependant pas les mêmes effets :

- ✓ En zone de socle, les écoulements sont fortement augmentés, mais la disponibilité en eau est plutôt dégradée puisque les sols retiennent de moins en moins cette eau à cause de la dégradation qui accroît le ruissellement de type hortonien. Par ailleurs, l'exagération des

---

<sup>1</sup> Désigne « vallée sèche en peulh ».

pics de crue accroît le risque d'inondation et les transports solides, accélérant l'ensablement des lits des cours d'eau ;

- ✓ En terrain sédimentaire, l'excès d'eaux écoulées se retrouve dans des mares, ce qui accroît leur volume et leur durée de vie, accroissant la disponibilité en eau longtemps après les événements pluvieux. L'infiltration vers la nappe des eaux des mares accroît indéniablement et de manière intéressante la ressource en eau souterraine même si, par ailleurs, cette ressource se constitue sur la dégradation de l'environnement entraînant un encroûtement des sols.

Favreau *et al.* (2009) signalent d'ailleurs que le niveau de la nappe a suffisamment augmenté pour qu'elle affleure dans un nombre croissant de sites. Ces auteurs suggèrent donc d'exploiter pour l'irrigation le surplus des eaux de nappe de manière à les maintenir à leur niveau actuel élevé, sans toutefois les laisser monter davantage. Cela permettrait à la fois de tirer profit d'un volume supplémentaire significatif d'eaux douces, tout en limitant les risques de salinisation (après évaporation des eaux qui affleurent) et d'expansion des maladies hydriques que pourrait entraîner leur affleurement.

Sur le domaine cristallin en revanche, l'absence d'un aquifère conséquent réduit considérablement l'infiltration profonde. Les nappes alluviales et les mares tarissent peu de temps après la saison des pluies ne laissant d'autres ressources que l'eau souterraine aux populations qui sont parfois obligées de parcourir plusieurs kilomètres pour rencontrer un point d'eau (Gerard, 1993). Parallèlement, les écoulements de surface augmentent, inondent les habitations et ravagent les exploitations agricoles. ...et ça c'est le paradoxe du socle ?





*Figure 15. 9. Illustration de la turbidité des eaux du fleuve Niger durant la crue rouge.  
Cette prise de vue aérienne est photographiée le 22 août 2012. Source : © Photo Maurice ASCANI - [www.photographe-niger.com](http://www.photographe-niger.com)*





*Figure 15. 10. Inondation d'un quartier situé sur la rive droite du fleuve Niger (quartier Lamordé, Niamey), en aout 2012. Cette crue résulte essentiellement de l'apport d'eau des affluents du fleuve situés en amont de Niamey que sont Gorouol, Dargol et Sirba. Source : © Photo Maurice ASCANI - [www.photographe-niger.com](http://www.photographe-niger.com)*

## Conclusion

L'analyse cartographique des images effectuée dans ce travail a permis de constater que l'occupation des sols a globalement changé sur le bassin du Dargol entre 1986 et 2010. Les principales évolutions pouvant modifier le bilan hydrologique résultent notamment de la diminution des broussailles au profit de la mosaïque culture-jachère, mais surtout de l'extension des sols nus (probablement encroûtés) qui passent de moins de 7 % en 1986 à plus de 18 % de la superficie du bassin en 2010, soit un quasi-triplement. L'analyse croisée des évolutions de l'occupation des sols, des pluies (depuis les années 1957) et des débits (depuis les années 1957 également) met en évidence une forte augmentation des écoulements (triplement du coefficient d'écoulement) durant les grandes sécheresses qu'a connu le Sahel et illustre, de plus, le paradoxe hydrologique sahélien documenté dans la littérature. D'où le risque de plus en plus accru des inondations. Cette augmentation des écoulements, causée par la dégradation des sols du bassin, va dans le même sens que les simulations effectuées en supposant la dégradation des petits bassins expérimentaux (chapitre 14) par encroûtement mais les ordres de grandeur des évolutions sont très différents, ce qui constitue des voies de recherche pour l'avenir.

L'augmentation des écoulements en surface est du même ordre de grandeur que celui rapporté dans le bassin endoréique du kori de Dantiandou, qui se trouve à la même latitude que le bassin du Dargol, mais situé sur le bassin sédimentaire des Iullemeden.

## Synthèse de la quatrième partie

L'utilisation des propriétés hydrodynamiques mesurées à l'échelle ponctuelle dans le modèle d'infiltrabilité de Green et Ampt nous a permis de simuler le ruissellement sur les surfaces élémentaires cultivées et non cultivées composant les bassins versants expérimentaux du site cristallin. L'utilisation d'une conductivité fixe (mesurée in situ) dans le modèle permet de reproduire de manière satisfaisante le ruissellement mesuré sur les surfaces élémentaires non cultivées (BIOL, ERO et ST\_jac) présentant peu (ou pas) de variation saisonnière de leur structure. En revanche, sur la surface cultivée, l'utilisation d'une conductivité fixe dans le modèle entraîne une sous-estimation du ruissellement de plus de 25 %. Cette sous-estimation traduit globalement une exagération de la valeur unique de conductivité (38 mm/h, valeur moyenne des toutes nos mesures effectuées sur la surface cultivée) attribuée à tous les événements lors de la simulation du ruissellement malgré la modification des conditions d'infiltrabilité qu'engendrent les sarclages et l'encroûtement superficiel du sol après celui-ci. En utilisant une conductivité variable selon l'historique des sarclages et des cumuls de pluies suivant ces sarclages dans le modèle, la prédiction du ruissellement s'améliore significativement.

Cette méthode paraît relativement et globalement plus performante pour prédire le ruissellement par rapport à la méthode de Casenave & Valentin (1992) qui détermine le ruissellement suivant une fonction linéaire entre la pluie et l'humidité initiale, corrigée par des coefficients pour chaque état de surface et à la méthode de Lamachère (1996) qui utilise une intensité limite constante par état de surface pour prédire le ruissellement. La performance de la méthode de Green et Ampt (1911) valide ainsi les valeurs de conductivité des états de surface mesurées in situ. Toutefois, la prédiction ne s'est améliorée qu'après avoir utilisé les potentiels matriciels optimums calés en comparant les ruissellements mesurés et calculés. Ces potentiels sont faibles et rendent le modèle peu sensible aux conditions d'humidité initiale, tout comme ce qui est observé avec les données mesurées. Cette méthode nous a permis, en outre, d'évaluer la persistance et le gain d'infiltration directe qu'entraîne le sarclage.

Par ailleurs, en assimilant la fonction de production des bassins versants cristallins à celle des surfaces élémentaires, nous avons déterminé les écoulements produits sur ces bassins en convoluant les ruissellements générés sur toutes les surfaces élémentaires qui les composent. Ceci est rendu possible grâce à l'analyse des images aériennes ayant permis de cartographier ces surfaces et leur position. Pour simuler les hydrogrammes, nous avons routé les écoulements ainsi produits vers le réseau hydrographique en utilisant une fonction de transfert simple prenant en compte la distance de chaque surface élémentaire par rapport au réseau hydrographique et une vitesse constante de transfert, dans le temps et dans l'espace, fixée par essai-erreur. Finalement, les simulations reproduisent bien les temps caractéristiques (temps d'arrivée à l'exutoire, temps de base), les hydrogrammes et les volumes écoulés réellement mesurés. Toutefois, le modèle surestime légèrement les volumes écoulés à cause vraisemblablement de la sous-estimation de la ré-infiltration dans les koris (estimée à 4 % dans les ravines principales des bassins) et de la non prise en compte de la détention superficielle que nous avons supposée négligeable. Grâce à ce modèle, nous avons ensuite

simulé les écoulements potentiels des bassins en supposant des évolutions, plus ou moins probables des états de surface vers une dégradation totale (encroûtement), une régénération (couverture par des états de surface de type ST\_jachère) ou dans le cas d'une mise en culture effective des bassins. Dans le cas de la dégradation (encroûtement de type ERO), les simulations montrent que les bassins auront un coefficient d'écoulement de l'ordre de 52 %. En revanche, si les sols des bassins se régénèrent, leur coefficient serait de l'ordre de 36 %.

Dans une perspective d'application de ce modèle sur des grands bassins (5000-10000 km<sup>2</sup>), nous avons analysé les relations pluie-débit à l'échelle du bassin de Dargol (7000 km<sup>2</sup>, situé sur le socle cristallin) dans un contexte de changement d'occupation des sols. Les relations pluie-débit de ce bassin sont plus faibles que celles des bassins expérimentaux, ce qui va dans le sens attendu à cause des détentions superficielles, de la ré-infiltration, et bien d'autres facteurs dont l'effet augmente avec la taille de bassin. Cependant, ce bassin est aussi sensible au changement d'occupation des sols. La dégradation du couvert végétal et l'extension des surfaces dénudées en son sein ont accru le coefficient d'écoulement qui passe de 4 à 13 % entre 1957 et 2010 ainsi que la relation linéaire pluie-débit dont la pente passe de 4 à 10 %. Cette évolution du coefficient d'écoulement et de la relation pluie-débit signifie une diminution de la capacité d'infiltration du bassin et donc une augmentation du ruissellement de type hortonien, ce qui en conséquence peut permettre l'application du modèle de Green et Ampt sous réserves de certaines conditions.

*Conclusions générales et  
perspectives*



## CONCLUSIONS GENERALES

L'objectif global de ce travail était d'étudier l'effet de la modification des états de surface du sol au Sahel sur le fonctionnement hydrodynamique à diverses échelles spatiales et ses conséquences hydrologiques en zones cristalline et sédimentaire. Des études antérieures ont montré que ce fonctionnement hydrodynamique était quasi exclusivement **contrôlé par les états de surface du sol** et que la géologie n'y aurait donc quasiment aucune influence. Cependant, les comportements hydrodynamique et hydrologique se manifestent différemment en zones cristalline, exoréique, et sédimentaire, endoréique, de l'ouest du Niger. Suite à cela, nous nous sommes interrogés sur les raisons de cette différence. Les états de surface communs aux deux domaines géologiques, perçus a priori comme identiques, le sont-ils véritablement ? L'affleurement par endroits du socle en zone granitique suffit-il à expliquer l'exoréisme sinon ?

L'analyse paysagique effectuée a permis de choisir un certain nombre d'états de surface caractéristiques de ces domaines :

- certains communs : les surfaces structurale des jachères (ST-Jac), cultivée (Cult), biologique (BIOL), d'érosion (ERO),
- d'autres spécifiques du contexte sédimentaire : les bandes nue et boisée du plateau de brousse tigrée,
- et d'autres encore, spécifiques du domaine cristallin : les surfaces gravillonnaire (CG) et d'affleurement du socle altéré (granite). A l'échelle ponctuelle et à celle de la parcelle, les comparaisons portent sur les états de surface communs tandis qu'à l'échelle du petit bassin, les écoulements mesurés intègrent les mosaïques d'états de surface dans leur ensemble.

Les études réalisées à diverses échelles mettent en évidence les résultats résumés ci-dessous.

### Les résultats expérimentaux

#### ➤ Echelle ponctuelle

L'étude d'infiltration effectuée (chapitre 10) sur quatre états de surface communs aux domaines géologiques montre que, à état de surface perçu comme identique, les valeurs de conductivité sont plus élevées sur les jachères du site sédimentaire mais qu'inversement, la croûte biologique du site cristallin présente une valeur de conductivité qui est plus élevée que celle du site sédimentaire. Les croûtes d'érosion (ERO) semblent très similaires sur les deux domaines. Les raisons de ces différences peuvent être liées, entre autres, à la texture du sol (granulométrie un peu plus fine sur le site cristallin), à l'âge moyen différent des jachères et, éventuellement, aux différences de méthodologie sachant que les essais sont réalisés en tensio-infiltrométrie monodimensionnelle (1D) sur le site cristallin et en infiltration axisymétrique (3D) sur le site sédimentaire. L'utilisation d'une **métrologie innovante fondée sur les temps de saturation du sol sous pluie simulée a pu être tentée** sur le **site cristallin** uniquement et ne remet pas en cause les résultats de la tensio-infiltrométrie. L'application de ces deux dernières méthodes sur le domaine sédimentaire est en perspective pour élucider davantage la similitude et ou différence des réponses hydrodynamiques ponctuelles.



Sur le site cristallin, l'utilisation de la tensio-infiltrométrie en 1D a permis de montrer la variabilité horizontale mais aussi verticale des propriétés du sol. Les valeurs de **conductivité** mesurées sont globalement **trois à cinq fois plus faibles en surface** (0-3 cm) qu'en subsurface (3-6 cm). Il faut garder à l'esprit que la conductivité sur 0-3 cm est déjà une moyenne qui peut intégrer une valeur encore plus faible de surface sur une épaisseur moindre (cas de la croûte ERO notamment). Ceci confirme néanmoins (si besoin était !) l'existence des encroûtements qui limitent considérablement l'infiltration en surface. Ce dispositif nous a permis, en outre, de suivre la variation temporelle des propriétés du sol sur la jachère et sur la surface cultivée. Ce suivi a montré que les propriétés des sols en jachère (vieille de 5 ans) ne changent quasiment pas au cours de la saison des pluies. La conductivité moyenne en surface est de 20 mm/h. Sur la surface cultivée en revanche, **la conductivité décroît d'un facteur de plus de 10 selon le cumul de pluie** observé après le sarclage. Ce dernier accroît donc à court terme la perméabilité du sol mais tend à long terme à le dégrader puisque la conductivité de la surface cultivée devient plus faible que celle de la jachère et plus proche de celles des croûtes (de l'ordre de 10 mm/h). **Cette décroissance de la conductivité traduit alors l'encroûtement de la surface cultivée au cours de la saison culturale.** Ce suivi montre par ailleurs que la conductivité d'une surface sarclée en état sec (humidité initiale quasiment nulle) est plus faible et sa décroissance plus rapide que celle d'une surface sarclée en état humide. En conséquence, **l'encroûtement de la surface cultivée est plus rapide si le sarclage intervient lorsque le sol est sec** à cause vraisemblablement de la faible agrégation. Toutefois, ce constat découle d'un nombre limité de mesures (en particulier sur la surface sarclée en état sec). Sa validation avec d'autres mesures et/ou sur d'autres bassins de textures de sol différentes serait particulièrement intéressante sous des objectifs agronomiques. Un autre résultat ponctuel marquant sur ce site (cristallin) est la **faible sensibilité des grandeurs d'infiltration aux conditions d'humidité initiale**. Les mesures réalisées ont montré que la sorptivité est peu sensible à la teneur en eau initiale. Sa valeur est du même ordre de grandeur que le sol soit initialement plutôt sec ou plutôt humide. Cette non sensibilité est confirmée par les mesures de temps de saturation sous pluies simulées.

#### ➤ **Echelle de la surface élémentaire**

Les mesures du ruissellement effectuées à cette échelle sur les parcelles expérimentales montrent clairement, à surface élémentaire identique en zones cristalline et sédimentaire, que **le ruissellement est plus élevé sur le site cristallin** (chapitre 11). Sur les surfaces cultivées et en jachère, les coefficients du ruissellement mesurés sont inférieurs, d'au moins un facteur 2, en zone sédimentaire. Cette différence s'explique, éventuellement par la texture du sol mais aussi et surtout par le mode gestion des sols qui a une influence notable sur la dynamique de ces surfaces en saison sèche. Les ruissellements mesurés sur les surfaces d'érosion (ERO) sont quasiment identiques (coefficient du ruissellement de l'ordre de 60 %) sur les deux domaines géologiques et illustrent l'état de dégradation de ces types de surface. **Ces résultats sont cohérents avec ceux présentés à l'échelle ponctuelle** : plus la conductivité est faible (site cristallin), plus le ruissellement est élevé (site cristallin). Néanmoins, la croûte BIOL déroge à la règle probablement en raison de son hydrophobie (très faible sorptivité capillaire). Les espaces cultivés font également exception (ruissellement plus faible en zone sédimentaire

malgré une conductivité moyenne identique) ce qui pourrait être expliqué par le mode de gestion des résidus mais aussi par le fait que, pour un milieu très variable dans le temps (sarclages), la moyenne n'est pas forcément un bon indicateur.

Par ailleurs, en analysant l'effet de l'humidité initiale sur le ruissellement, nous avons constaté que celle-ci a une légère influence sur la production du ruissellement en zone sédimentaire. En effet, à pluie égale sur ce site, le ruissellement est généralement plus élevé, ce qui va dans le sens attendu, si la teneur en eau initiale est élevée. En revanche, **l'effet de l'humidité initiale est quasiment imperceptible sur la production du ruissellement en zone cristalline**. Cette assertion concorde avec ce que nous avons précédemment notifié (à l'échelle ponctuelle) quant à l'influence de l'humidité initiale sur l'infiltration et sur les temps de saturation.

### ➤ Echelle du bassin versant expérimental

Le coefficient d'**écoulement est plus élevé en zone cristalline**, conformément à ce que nous avons montré à l'échelle de la surface élémentaire. Plusieurs facteurs justifient cela.

- ✓ Du point de vue de la surface élémentaire. Nous avons montré (chapitre 12), que les bassins versants des sites cristallins et sédimentaires présentent des surfaces élémentaires communes mais aussi des surfaces spécifiques au site. En plus du ruissellement plus élevé en zone cristalline sur les surfaces élémentaires communes (paragraphe précédent), les bassins du socle produisent davantage d'écoulement à cause des surfaces d'affleurement du granite et des surfaces gravillonnaires qui restituent près de 60 % de la pluie. Nous avons montré que la proportion de ces surfaces à l'échelle des bassins est importante et que celles-ci se situent souvent en amont du versant. Elles constituent de ce fait des véritables impluviums de production d'écoulement mais susceptibles de se ré-infiltrer avant l'exutoire si les espaces perméables en aval sont suffisants, ce qui est loin d'être certain. Les bassins du site sédimentaire présentent également des surfaces à forte capacité de production d'écoulement que sont les sols nus et les surfaces gravillonnaires des plateaux. Cependant, la distribution spatiale et le lien fonctionnel qui existe entre ces surfaces et les bandes boisées réduisent, dans la brousse tigrée située en amont, de façon significative l'écoulement produit sur les plateaux. Ces surfaces sont structurées de telle sorte que les écoulements produits sur les sols nus et les surfaces gravillonnaires se ré-infiltreront majoritairement dans les bandes boisées adjacentes en aval.
- ✓ De l'infiltration dans les ravines et de la ré-infiltration sur les versants. **Les lits des ravines du site cristallin sont peu remplis de sables**. Grâce aux sondages effectués, nous avons montré que dans ces ravines, la roche altérée du socle affleure dans 37 % des points sondés. En outre, dans 34 % des cas, le socle est faiblement recouvert d'un dépôt sableux épais de 2 à 20 cm seulement. Cela signifie que **l'infiltration dans les ravines du site cristallin est moindre - elle vaut 4 % seulement de la pluie annuelle** - comparée à celles du site sédimentaire où des travaux (Peugeot *et al.* 1996 ; Le Breton, 2012 ; Descroix *et al.*, 2012 ; Esteves & Lapetite, 2003 ; Massuel, 2005) notifient une colonne de sable de 20-200 cm avec localement des dépôts bien plus profonds (jusqu'à 10 m) le tout

pouvant absorber **entre 25 et 55 % de la pluie**. Cette faible épaisseur de couverture sableuse des koris de socle a pour conséquence la saturation rapide des lits des ravines et donc une moindre déperdition des écoulements produits sur les bassins cristallins. **Une pluie de 3 à 4 mm sur les bassins ruissellant à 50 % suffit à remplir la porosité de ces ravines**. En outre, la faible épaisseur des sols sur les versants (observée qualitativement) diminue aussi les possibilités de la ré-infiltration.

L'analyse des relations pluie-débit effectuée sur le **bassin de Dargol** (site cristallin) dans un contexte des changements d'occupation des sols a permis de montrer une **augmentation du coefficient d'écoulement** sur ce bassin, signe d'une diminution de la capacité d'infiltration engendrée par la **dégradation de la végétation** (au profit des cultures et des surfaces dénudées) sur le bassin. Cette tendance à la dégradation permet ainsi de corrélérer la mise en culture des sols et la dénudation des surfaces.

Les facteurs susmentionnés (faible conductivité hydraulique à l'échelle ponctuelle, faible ré-infiltrabilité sur les versants et dans les ravines, fort coefficient de ruissellement sur les surfaces élémentaires, fort coefficient d'écoulement à l'échelle des bassins) sont les multiples causes expliquant l'exoréisme sur le site cristallin. L'intégration des informations multi-échelles disponibles (Figure de synthèse 1) permet ainsi de synthétiser le fonctionnement des bassins cristallins suivant l'échelle considérée.

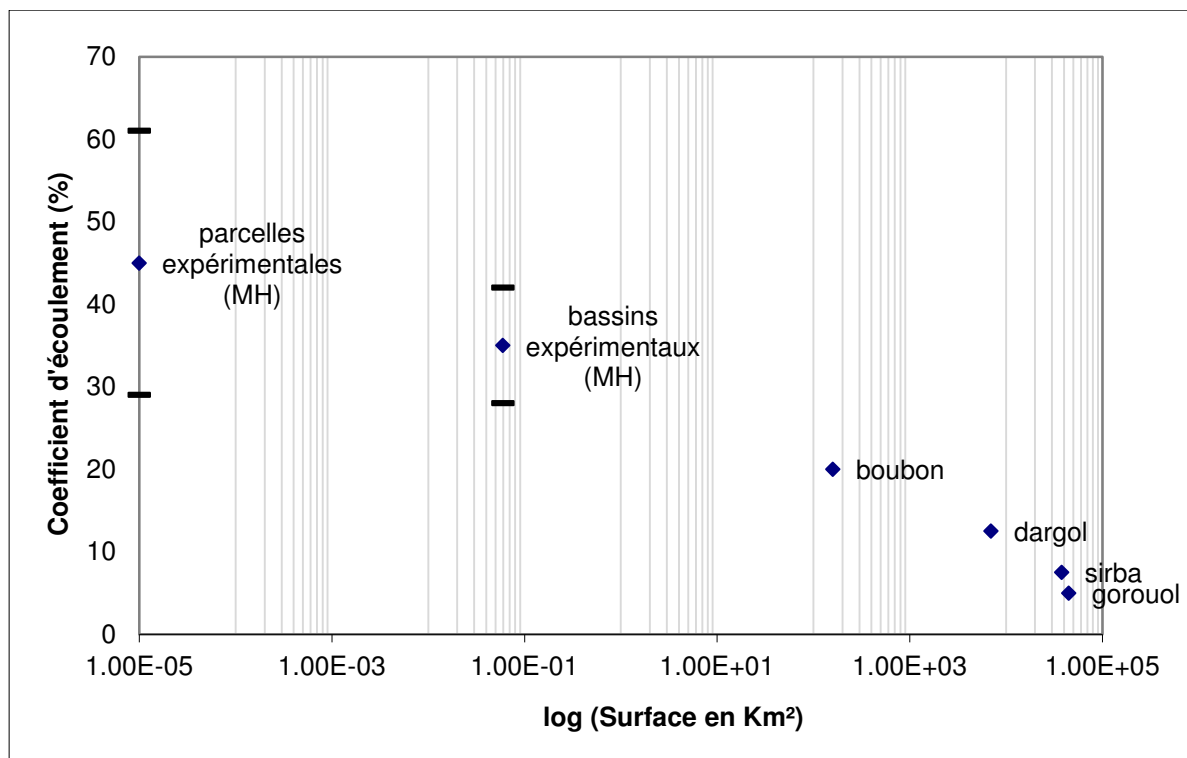


Figure de synthèse 1. Relation écoulement et surface de mesure en zone cristalline.

*Les signes (-) représentent l'écart type des coefficients de ruissellement des différents états de surface sur les parcelles et les min-max sur les bassins (seulement deux valeurs disponibles)*

Cette Figure montre **l'importance** de plus en plus grande **de la ré-infiltration** événementielle **lorsque la surface de mesure augmente**. Les barres (-) traduisent la variation spatiale du coefficient du fait de la différence de réponses des six états de surface étudiés et définis dans le chapitre 11. Elles montrent combien il est nécessaire de procéder à des répétitions aux petites échelles.

L'infiltration augmente au fur et à mesure que la surface augmente. A l'échelle des bassins expérimentaux (entre 5 et 7 ha), l'infiltration dans les ravines et, éventuellement, la ré-infiltration sur les versants réduisent partiellement l'écoulement produit, d'où un coefficient d'écoulement inférieur à celui des parcelles. **La non prise en compte de la ré-infiltration dans les versants et de la détention superficielle représenterait une erreur de l'ordre de 8 à 16 %** d'après la modélisation menée dans la 4<sup>ème</sup> partie de notre travail.

Sur les grands bassins, le faible coefficient d'écoulement ne pourra être bien expliqué qu'avec une modélisation du comportement du réseau hydrographique vis-à-vis de la ré-infiltration.

En résumé, les résultats exposés dans les chapitres 10, 11 et 12 ont permis de caractériser et comparer le fonctionnement hydrodynamique multi-échelles en zones cristalline et sédimentaire (qui est le 1<sup>er</sup> point des objectifs de cette thèse). En outre, grâce au suivi hydrodynamique temporel des surfaces cultivées, nous avons montré l'encroûtement saisonnier de ces surfaces résultant des pratiques culturales (le sarclage) tandis qu'à l'échelle interannuelle, l'analyse cartographique effectuée sur le bassin représentatif du Dargol (chapitre 15) a permis d'illustrer la dénudation des sols et l'augmentation de l'écoulement causées par les changements d'occupation des sols (qui sont les 4<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> points de nos objectifs respectivement).

### **Les résultats méthodologiques**

La détermination des propriétés hydrodynamiques (K et S) par la **saturométrie** (objectif 2 de ce travail), menée sur le site cristallin avec un appareillage dédié (le saturomètre), a donné des **résultats prometteurs**, cohérents avec ceux de la tensio-infiltrométrie. Les temps de saturation sont très dépendants de l'état de surface et constituent donc un indicateur utilisable pour une caractérisation. Les différences entre temps de saturation et temps d'apparition du ruissellement sont typiquement d'un facteur 2 en plus ou en moins mais se compensent d'un état de surface à l'autre. Elles ne sont donc pas pénalisantes.

L'utilisation du dispositif de la tensio-infiltrométrie nous a permis de suivre l'évolution, grandeur nature, des propriétés hydrodynamiques des états de surface (surfaces cultivée et en jachère) en conditions des pluies naturelles. En prenant en compte l'évolution temporelle de ces propriétés dans le modèle de Green et Ampt, nous avons significativement amélioré la prédiction du ruissellement (objectif 3 de la thèse) des parcelles cultivées (chapitre 13). Grâce à cette approche, nous avons déterminé l'efficacité et la persistance de l'effet du sarclage sur l'infiltration. Ainsi, cet effet s'estompe dès qu'un cumul de pluies de l'ordre de 50-70 mm est atteint après le sarclage si le sol est remanié sur les dix 1<sup>ers</sup> cm. **Le gain direct d'infiltration qu'engendre un sarclage vaut moins de 10 % de la pluie**. Les faibles valeurs de potentiel

de front montrent que l'infiltrabilité tend très vite pendant l'événement vers la conductivité à saturation, ce qui explique la faible dépendance avec l'humidité initiale.

Par ailleurs, en utilisant, de manière distribuée, ce **modèle** à l'échelle des bassins expérimentaux (chapitre 14), **nous avons simulé les hydrogrammes des crues mesurés à l'exutoire** (objectif 3 de la thèse). Ceci est rendu possible par l'utilisation des propriétés hydrodynamiques mesurées in situ en surface (0-3 cm) qui nous a permis de reproduire l'écoulement. Pour cela, l'utilisation d'une fonction de transfert simple prenant en compte une vitesse constante dans le temps et dans l'espace a été choisie et appliquée sur la distance de parcours de chaque surface élémentaire vers le réseau hydrographique.

## **PERSPECTIVES**

Comme perspectives, nous préconisons entre autres de :

- approfondir les analyses pédologiques et harmoniser les méthodes de mesures ponctuelles en zones cristalline et sédimentaire. La comparaison des propriétés hydrodynamiques ponctuelles du sol en zones cristalline et sédimentaire n'ayant pas été complète dans ce travail, l'analyse pédologique approfondie et l'application de la tension-infiltrométrie et de la saturométrie en zone sédimentaire permettront d'affiner et de trancher sur la similitude ou différence des caractéristiques pédologiques et hydrodynamiques ponctuelles dans ces deux contextes.
- analyser davantage l'effet de la teneur en eau initiale au moment du sarclage sur l'encroûtement des sols. Nous avons montré, dans le chapitre 10, que l'encroûtement de la surface cultivée est plus rapide si le sarclage intervient lorsque le sol est sec. La portée de ce résultat, fort intéressant tant sur le plan hydrologique qu'agronomique, mérite d'être élargie sur d'autres bassins et d'autres sites d'études.
- approfondir l'analyse d'effet de la teneur en eau initiale sur l'hydrodynamique en zone cristalline. La faible influence de la teneur en eau initiale sur l'hydrodynamique en zone cristalline est l'un des principaux résultats multi-échelles ressortis dans ce travail. Cette faible influence est-elle juste ou biaisée par des artefacts de mesure ? (profondeur de mesure par exemple). Il serait intéressant de comparer nos mesures avec d'autres réalisées à diverses profondeurs.
- appliquer le modèle distribué utilisé dans ce travail sur des bassins cristallins de taille supérieure, de l'ordre de 10 km<sup>2</sup>, afin d'étudier l'influence de la ré-infiltration sur le versant et surtout dans le réseau hydrographique. Il est également envisageable d'appliquer ce modèle avec les conductivités mesurées en surface (0-3 cm) et en sub-surface (3-6 cm) pour voir si les hydrogrammes sont significativement modifiés et si la ré-infiltration supposée faible sur les versants le reste. Il sera aussi intéressant de l'appliquer sur des bassins semi-cristallins où les formations superficielles recouvrant le socle cristallin sont plus épaisses (d'épaisseur métrique à décimétrique).

- comparer les simulations produites avec notre modèle sans ré-infiltration à celles fournies par les approches très similaires (modèle appliquées sur des bassins expérimentaux en zone sédimentaire par Cappelaere *et al.* (2003) ; Peugeot *et al.* (2003) ; Massuel (2005) qui la prennent en compte.

Enfin, nos bassins ayant été très perturbés en 2013, et ce de manière irréversible, nous souhaiterions équiper au Niger, en zone de socle, deux bassins de plus grande taille où les ré-infiltrations pourraient être plus significatives.





## Références bibliographiques

- Abdourahamane Touré, A., Rajot, J. L., Garba, Z., Marticorena, B., Petit, C. & Sebag, D. (2011) Impact of very low crop residues cover on wind erosion in the Sahel. *CATENA* **85**(3), 205–214.
- Ahuja, L. R., Fiedler, F., Dunn, G. H., Benjamin, J. G. & Garrison, A. (1998) Changes in Soil Water Retention Curves Due to Tillage and Natural Reconsolidation. *Soil Science Society of America Journal* **62**(5), 1228.
- Albergel, J. (1987) Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina Faso. *The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources*, 355–365. Wallingford: IAHS.
- Albergel, J. & Valentin, C. (1991) 'Sahélisation' d'un petit bassin versant soudanien : Kognere-Boulsa, au Burkina Faso. *Presse Universitaire de Dakar*. 1990, p. 119-133. In : Richard Jean-François (ed.). La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest : points de vue et perspectives de recherches.
- Ambouta, J.-M. K. (1994) *Etude des facteurs de formation d'une croûte d'érosion et de ses relations avec les propriétés internes d'un sol sableux fin au Sahel* (Ph-D). Université Laval, Québec.
- Ambouta, K., Valentin, C. & Laverdière, M. R. (1996) Jachères et croûtes d'érosion au Sahel. *Sécheresse* **7**, 269–75.
- Amogu, O., Descroix, L., Yéro, K. S., Breton, E. Le, Mamadou, I., Ali, A., Vischel, T., et al. (2010) Increasing River Flows in the Sahel? *Water* **2**(2), 170–199.
- Angulo-Jaramillo, R., Vandervaere, J.-P., Roulier, S., Thony, J.-L., Gaudet, J.-P. & Vauclin, M. (2000) Field measurement of soil surface hydraulic properties by disc and ring infiltrometers. *Soil and Tillage Research* **55**(1-2), 1–29.
- Ankeny, M. D., Ahmed, M., Kaspar, T. C. & Horton, R. (1991) Simple Field Method for Determining Unsaturated Hydraulic Conductivity. *Soil Science Society of America Journal* **55**(2), 467–470.
- Armand, R. (2009, July 3) *Étude des états de surface du sol et de leur dynamique pour différentes pratiques de travail du sol. Mise au point d'un indicateur de ruissellement*. Université de Strasbourg.
- Asseline, J., Casenave, A. & Valentin, C. (1985) Techniques d'étude hydrodynamique : A. La simulation de pluie. In : *Eau et développement agricole*, ORSTOM., 34–39. Adiopodoumé.
- Asseline, J. & Valentin, C. (1978) Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. *Cahiers ORSTOM.Série Hydrologie* **15**(4), 321–349.
- Baba, A. (2011) Approche méthodologique pour l'étude du fonctionnement de la mare de Kokorou dans le Liptako Gourma (Niger) (Mémoire de DEA), 74. Niamey-Niger : Université Abdou Moumouni.
- Bachir, A. (2012) *Changements d'usage des sols et érosion dans l'aire «ayi noma» à la périphérie du parc national du W du Niger*. Université Abdou Moumouni de Niamey, Niamey.
- Bahari Ibrahim, M. (2013) *Dynamique hydrogéomorphologique actuelle du kori Mountséka, centre sud Niger*. Université Abdou Moumouni de Niamey, Niamey.
- Baldassarre, G. DI, Montanari, A., Lins, H., Koutsoyiannis, D., Brandimarte, L. & Blöschl, G. (2010) Flood fatalities in Africa: From diagnosis to mitigation. *Geophysical Research Letters* **37**.
- Banoin, M. & Guengant, J.-P. (1998) Les systèmes agraires traditionnels nigériens dans l'impasse face à la démographie. *Jachère et systèmes agraires* (C. Floret, ed.), 1–14 multigr. Niamey: Faculté d'Agronomie.

- Barbé, L. Le, Lebel, T. & Tapsoba, D. (2002) Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *J. of Climate* **15**(2), 187–202.
- Barthès, B., Albrecht, A., Asseline, J., Noni, G. De, Roose, E. & Viennot, M. (1998) Pratiques culturales et érodibilité du sol dans les Rougiers de Camarès (Aveyron). *Etude et Gestion des Sols* **5**(3), 157–170.
- Benkhelil, H., Abriak, N., Masson, F., Boulemia, C. & Henry, E. (2004) Démarche méthodologique pour la conception d'un Micro- simulateur de pluie pour les milieux rural et urbain. *VIIIème Journées Génie Civil – Génie Côtier.*, 7. Presented at the Instrumentation et mesures, Compiègne, 7-9 septembre 2004.
- Bergoeing, J. & Dorthe-Monachon. (1997) Etude préliminaire de la morphologie du site Salt-Hapex-Sahel, Niger, 1995. *Z. Geomorph.* **41**(4), 505–518.
- Bigorre, F. (2000) *Influence de la pédogenèse et de l'usage des sols sur leurs propriétés physiques. Mécanismes d'évolution et éléments de prévision.* Université HENRI POINCARÉ NANCY I, Nancy.
- Bissonnais, Y. Le. (2010, March 22) Analyse expérimentale des mécanismes d'érosion : la dégradation structurale superficielle et le détachement des particules des sols cultivés.
- Bissonnais, Y. Le & Bruand, A. (1993) Crust micromorphology and runoff generation on silty soil material during different seasons. In: *Soil sealing and crusting* CATENA, Vol. Supplement 24, 1–16. Poesen et Nearing.
- Boivin, P. (1990) Caractérisation de l'infiltrabilité d'un sol par la méthode Muntz : variabilité de la mesure. *Bulletin - Réseau Erosion* (10), 14–24.
- Boubacar Hassane, A. (2010) *Acquifères superficiels et profonds et pollution urbaine en Afrique : cas de la communauté urbaine de Niamey (Niger).* Université Abdou Moumouni de Niamey, Niamey-Niger.
- Boulier, J.-F. (1985) *Modélisation stochastiques de l'infiltration en milieux poreux non-uniformes.* Université Scientifique et Médicale de Grenoble, Grenoble.
- Boulier, J.-F., Parlange, J.-Y., Vauclin, M., Lockington, D. A. & Haverkamp, R. (1987) Upper and lower bounds of the ponding time for near constant surface flux. *Soil Science Society of America journal* **51**(6), 1424–1428.
- Bouzou Moussa, I. (2000) Dégradation des champs et reconstitution des jachères. In : *La jachère en Afrique tropicale: rôles, aménagement, alternatives* Colloques et Séminaires (C. Floret & R. Pontanier, eds.), 163–169. John Libbey Eurotext.
- Bouzou Moussa, I., Faran Maiga, O., Karimou Ambouta, J., Sarr, B., Descroix, L. & Adamou, M. M. (2009) Les conséquences géomorphologiques de l'occupation du sol et des changements climatiques dans un bassin-versant rural sahélien. (E. Servat & G. Mahé, Eds.) *Sécheresse* **20**(1), 145–152.
- Brooks, R. & Corey, A. (1964) Hydraulic Properties of Porous Media. *Hydrology Papers, Colorado State University* (March).
- Burdine, N. T. (1953) Relative Permeability Calculations From Pore Size Distribution Data. *Journal of Petroleum Technology* **5**(3).
- Callède, J., Guyot, J. L., Ronchail, J., L'Hôte, Y., Niel, H. & Oliveira, E. de. (2004) Evolution du débit de l'Amazone à Óbidos de 1903 à 1999 / Evolution of the River Amazon's discharge at Óbidos from 1903 to 1999. *Hydrological Sciences Journal* **49**(1), 85–97.
- Callède, J., Ronchail, J., Guyot, J.-L. & Oliveira, E. D. (2008) Déboisement amazonien : son influence sur le débit de l'Amazone à Óbidos (Brésil). *Revue des sciences de l'eau* **21**(1), 59.
- Calvet, R. (2003) *Le sol, propriétés et fonctions, tome 2 : Phénomènes physiques et chimiques, les fonctions du sol.*, Nouvelle. La France Agricole.

- Caniaux, G., Giordani, H., Redelsperger, J.-L., Wade, M., Bourlès, B., Bourras, D., Coëtlogon, G. de, et al. (2012) Les avancées d'AMMA sur les interactions océan-atmosphère. *La Météorologie* **8** (Special-AMMA), 17.
- Cappelaere, B., Descroix, L., Lebel, T., Boulain, N., Ramier, D., Laurent, J.-P., Favreau, G., et al. (2009) The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger – Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *Journal of Hydrology* **375**(1–2), 34–51.
- Cappelaere, B., Vieux, B. E., Peugeot, C., Maia, A. & Séguis, L. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 2. Model calibration and uncertainty characterization. *Journal of Hydrology* **279**(1–4), 244–261.
- Cappus, P. (1960) Bassin expérimental d'Alrance. Etude des lois de l'écoulement : Application au calcul et à la prévision des débits. In : *Houille Blanche A*, 493–520.
- Casenave, A. (1982) Le mini-simulateur de pluie. Conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. *Cahiers - ORSTOM. Hydrologie* **19**(4), 207–227.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1989) *Les états de surface de la zone sahélienne : influence sur l'infiltration*. Didactiques. Paris : ORSTOM.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1990) Les états de surface : une des clefs de l'hydrologie sahélienne. In: *The state-of-the-art of hydrology and hydrogeology in the arid and semi-arid areas of Africa : proceedings of the Sahel Forum*, 135–147. Urbana: International Water Ressources.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1991) Influence des états de surface sur l'infiltration en zone sahélienne. *IAHS* (199), 99–108.
- Casenave, A. & Valentin, C. (1992) A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa. *Journal of Hydrology* **130**(1-4), 231–249.
- Casenave, A. & Valentin, F. (1985) Influence de la surface du sol sur le ruissellement et l'infiltration. In : *Eau et développement agricole*, ORSTOM., 43–47. Adiopodoumé.
- Chauvin, F., Roehrig, R. & Lafore, J.-P. (2010) Intraseasonal Variability of the Saharan Heat Low and Its Link with Midlatitudes. *Journal of Climate* **23**(10), 2544–2561.
- Chevallier, P. (1983) L'indice des précipitations antérieures : évaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. *Cahiers ORSTOM. Série Hydrologie* **20**(3-4), 179–189.
- Chevallier, P., Claude, J., Pouyaud, B. & Bernard, A. (1985) *Pluies et crues au Sahel : hydrologie de la mare d'Oursi (Burkina-Faso) (1976-1981)*. Travaux et Documents de l'ORSTOM. Paris : ORSTOM.
- Courault, D., D'Herbes, J. & Valentin, C. (1990) Le bassin versant de Sama Dey : premières observations pédologiques et phytoécologiques. *ORSTOM*.
- D'Herbès, J.-M., Ambouta, J. M. K. & Peltier, R. (1997) *Fonctionnement et gestion des écosystèmes forestiers contractés sahéliens*. Paris : J. Libbey Eurotext.
- Darcy, H. (1856) Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau. *Victor Dalmont*.
- DE/MHE/LCD. (2006) Nomenclature pour la construction de bases de données sur l'occupation des sols au Niger.
- DE/PAFAGE. (2004) Système d'information sur les forêts classées du Niger.
- Deb, S. K. & Shukla, M. K. (2012) Variability of hydraulic conductivity due to multiple factors. *American Journal of Environmental Sciences Science Publication* **8**(5), 489–502.
- Descloitres, M., Ribolzi, O. & Troquer, Y. Le. (2003) Study of infiltration in a Sahelian gully erosion area using time-lapse resistivity mapping. *CATENA* **53**(3), 229–253.

- Desconnets, J. (1994) *Typologie et caractérisation hydrologique des systèmes endoréiques en milieu sahélien (degré carré de Niamey, Niger)*. Montpellier II, Montpellier.
- Descroix, L., Bouzou Moussa, I., Genthon, P., Sighomnou, D., Mahe, G., Mamadou, I., Vandervaere, J. ., et al. (2013) Impact of drought and land use changes on surface water quality and quantity: The sahelian paradox.
- Descroix, L., Esteves, M., Souley Yéro, K., Rajot, J.-L., Malam Abdou, M., Boubkraoui, S., Lapetite, J. M., et al. (2011) Runoff evolution according to land use change in a small Sahelian catchment. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **8**(1), 1569–1607.
- Descroix, L., Genthon, P., Amogu, O., Rajot, J.-L., Sighomnou, D. & Vauclin, M. (2012) Change in Sahelian Rivers hydrograph: The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region. *Global and Planetary Change* **98–99**(0), 18–30.
- Descroix, L., Gonzalez Barrios, J., Vandervaere, J., Viramontes, D. & Bollery, A. (2002) An experimental analysis of hydrodynamic behaviour on soils and hillslopes in a subtropical mountainous environment (Western Sierra Madre, Mexico). *Journal of Hydrology* **266**(1–2), 1–14.
- Descroix, L., Mahé, G., Lebel, T., Favreau, G., Galle, S., Gautier, E., Olivry, J.-C., et al. (2009) Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology* **375**(1–2), 90–102.
- Dubois & Lang. (1984) Etude lithostratigraphique et géomorphologique du Continental terminal et du Cénozoïque inférieur dans le bassin des Iullemmeden (Niger). *IFAN* **43**(1-1), 42.
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Cochonneau, G., Naziano, F., Lavado, W., Oliveira, E. De, et al. (2009) Spatio-temporal rainfall variability in the Amazon basin countries (Brazil, Peru, Bolivia, Colombia, and Ecuador). *International Journal of Climatology* **29**(11), 1574–1594.
- Espinoza, J. C., Ronchail, J., Guyot, J. L., Junquas, C., Drapeau, G., Martinez, J. M., Santini, W., et al. (2012) From drought to flooding: understanding the abrupt 2010–11 hydrological annual cycle in the Amazonas River and tributaries. *Environmental Research Letters* **7**(2), 024008.
- Esteves, M., Descroix, L., Mathys, N. & Marc Lapetite, J. (2005) Soil hydraulic properties in a marly gully catchment (Draix, France). *CATENA* **63**(2–3), 282–298.
- Esteves, M., Faucher, X., Galle, S. & Vauclin, M. (2000) Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values. *Journal of Hydrology* **228**(3), 265–282.
- Esteves, M. & Lapetite, J. M. (2003) A multi-scale approach of runoff generation in a Sahelian gully catchment: a case study in Niger. *CATENA* **50**(2–4), 255–271.
- Favreau, G. (2000) *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)*. Université Paris-Sud 11, Orsay.
- Favreau, G., Cappelaere, B., Massuel, S., Leblanc, M., Boucher, M., Boulain, N. & Leduc, C. (2009) Land clearing, climate variability, and water resources increase in semiarid southwest Niger: A review. *Water Resour. Res.* **45**(7), W00A16.
- Favreau, G., Nazoumou, Y., Leblanc, M., Guéro, A. & Baba Goni, I. (2011) Groundwater resources increase in the Iullemmeden Basin, west Africa. In: *Climate Change Effects on Groundwater Resources: A Global Synthesis of Findings and Recommendations*, CRC Press., 414. Holger Treidel; Jose Luis Martin-Bordes, UNESCO, International Hydrological Programme, Paris, France Jason J. Gurdak, San Francisco State University, California, USA.

- Fontaine, B., Roucou, P., Camara, M., Vigaud, N., Konaré, A., Sanda, S. I., Diedhiou, A., et al. (2012) Variabilité pluviométrique, changement climatique et régionalisation en région de mousson africaine. *La Météorologie* **8** (Special-AMMA), 41.
- Fritsch, J.-M. (1995) Occupation des sols et régimes hydrologiques : les enseignements des bassins versants guyanais. *geo* **104**(581), 26–63.
- Fuentes, C., Haverkamp, R. & Parlange, J.-Y. (1992) Parameter constraints on closed-form soilwater relationships. *Journal of Hydrology* **134**(1–4), 117–142.
- Gardner, W. (1958) Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *SSSA* (22), 197–201.
- Gavaud & Boulet. (1967) Carte pédologique de reconnaissance de la République du Niger (Niamey).
- Gerard, P. (1993) *Techniques isotopiques (15-N, 18-O) appliquées à l'étude des nappes des altérites et du socle fracturé de l'Ouest africain. Etude de cas : l'ouest du Niger.* UNIVERSITÉ DU QUEBEC À MONTREAL, MONTREAL.
- GIEC. (2007) Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (rapport de synthèse No. 4ème rapport), 103. Genève, Suisse: GIEC, OMM, PNUE.
- Green, W. & Ampt, G. (1911) Studies on soil physics, 1: The flow of air and water through soils. *J. of Agric. sci.* (4), 1–24.
- Greigert, J. & Pougnet, R. (1967) *Essai de description des formations géologiques de la République du Niger*, BRGM. Paris.
- Guengant, J.-P. & Banoïn, M. (2003) *Dynamique des populations, disponibilités en terres et adaptation des régimes fonciers : le cas du Niger.* (A. Quesnel, F. Gendreau & M. Lututala, Eds.). Rome: FAO.
- Guichard, F., Kergoat, L., Taylor, C. M., Cappelaere, B., Chong, M., Cohard, J.-M., Couvreur, F., et al. (2012) Interactions entre surface et convection au Sahel. *La Météorologie* **8**(Special-AMMA), 25.
- Harouna, M. (2005) Migrations de colonisation agricole et dynamique du peuplement dans les communes rurales de Say et de Tamou (Ouest du Niger). Travaux et recherches / Institut de géographie - Université de Lausanne. - Lausanne : Institut de géographie, 1976-2007 (L. Dambo & E. Reynards, eds.), 149–164. Presented at the Vivre dans les milieux fragiles : Alpes et Sahel : Hommage au professeur Jorg Winistorfer, Lausanne, France: Institut de Géographie Université de Lausanne.
- Haverkamp, R. (1983) *Résolution de l'équation de l'infiltration de l'eau dans le sol : approches analytiques et numériques.* Université Scientifique et Médicale de Grenoble.
- Haverkamp, R., Ross, P. J., Smettem, K. R. J. & Parlange, J. Y. (1994) Three-dimensional analysis of infiltration from the disc infiltrometer: 2. Physically based infiltration equation. *Water Resources Research* **30** (11), 2931–2935.
- Heddadj, D., Gascuel-Oudou, C., Cros-Cayot, S. & Curmi, P. (1996) Rôle des caractéristiques physiques des sols sur la distribution spatiale du ruissellement le long du versant. (G. De Noni, J.-M. Lamachère & E. Roose, Eds.) *Bulletin - Réseau Erosion* (16), 78–86.
- Henin, S. (1976) Cours de Physique Du Sol (tome 1). *Scribd.*
- Herbès, J. M. d' & Valentin, C. (1997) Land surface conditions of the Niamey region : ecological and hydrological implications. *Journal of Hydrology* **188–189**, 18–42.
- Hewlett, J. D. (1961) Soil Moisture as a Source of Base Flow From Steep Mountain Watersheds, 12. Carolina: USDA.

- Hiernaux, P., Diarra, L., Trichon, V., Mougin, E., Soumaguel, N. & Baup, F. (2009) Woody plant population dynamics in response to climate changes from 1984 to 2006 in Sahel (Gourma, Mali). *Journal of Hydrology* **375**(1–2), 103–113.
- Hillel, D. (1988) *L'eau et le sol : principes et processus physiques*. Pédasup, 2ème édition revue. Louvain-la-Neuve: Academia.
- Hingray, B., Picouet, C. & Musy, A. (2009) *Hydrologie, Tome 2 : Une science pour l'ingénieur*. PPUR.
- Horton, R. E. (1933) The Rôle of infiltration in the hydrologic cycle. *Transactions, American Geophysical Union* **14** (1), 446.
- <http://nigerhycos.abn.ne/user-anon/htm/listStationByGroup.php>. (n.d.) *Projet du suivi hydrologique <<Niger Hycos>> de l'ABN*.
- <http://www.amma-catch.org/>. (n.d.) *AMMA-CATCH : Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique. Observatoire hydrométéorologique sur l'Afrique de l'ouest*.
- Ibrahim, B., Polcher, J., Karambiri, H. & Rockel, B. (2012) Characterization of the rainy season in Burkina Faso and its representation by regional climate models. *Climate Dynamics* **39** (6), 1287–1302.
- INS. (2010) Annuaire statistique des cinquante ans d'indépendance du Niger.
- INS. (2013) *Présentation des résultats préliminaires du quatrième (4ième) recensement général de la population et de l'habitat (RGP/H) 2012*. Niamey-Niger.
- Janicot, S., Redelsperger, J.-L. & Lebel, T. (2012) La mousson ouest-africaine : introduction à quelques contributions du programme d'étude multidisciplinaire AMMA. *La Météorologie* **8** (Special-AMMA), 2.
- Karambiri, H. (2009) Brève analyse fréquentielle de la pluie du 1er septembre 2009 à Ouagadougou (Burkina Faso), 4. Ouagadougou : ZIE.
- Lamachère, J.-M. (1988) Les états de surface de la région d'Oursi : observations au sol et hydrodynamique, 98 p. multigr. Ouagadougou : ORSTOM.
- Lamachère, J.-M. (1996) Variabilité spatio-temporelle des états de surface en zones sahélienne et soudanienne (Burkina Faso) : effets sur le ruissellement. In : *Interactions surface continentale/atmosphère : l'expérience HAPEX-Sahel Colloques et Séminaires* (M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny, eds.), 91–103. Paris : ORSTOM.
- Larwanou, M., Abdoulaye, M. & Reij, C. (2006) Etude de la régénération naturelle assistée dans la région de Zinder (NIGER), 56. IRG/USAID.
- Le Breton, E. (2012) *Réponses hydrologiques et géomorphologiques aux changements environnementaux au Sahel nigérien*. Université Abdou Moumouni de Niamey et université Paris 1, Niamey.
- Lebel, T. & Ali, A. (2009) Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology* **375** (1-2), 52–64.
- Lebel, T., Sauvageot, H., Hoepffner, M., Desbois, M., Guillot, B. & Hubert, P. (1992) Rainfall estimation in the Sahel : the EPSAT-NIGER experiment. *Hydrological Sciences Journal* **37**(3), 201–215.
- Lebel, T. & Vischel, T. (2005) Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle. *Comptes Rendus Geoscience* **337**(1–2), 29–38.
- Leblanc, M. J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S. O., Loireau, M. & Cappelaere, B. (2008) Land clearance and hydrological change in the Sahel : SW Niger. *Global and Planetary Change* **61**(3–4), 135–150.

- Leduc, C., Bromley, J. & Schroeter, P. (1997) Water table fluctuation and recharge in semi-arid climate: some results of the HAPEX-Sahel hydrodynamic survey (Niger). *Journal of Hydrology* **188–189**, 123–138.
- Leduc, C., Favreau, G. & Schroeter, P. (2001) Long-term rise in a Sahelian water-table: the Continental Terminal in South-West Niger. *Journal of Hydrology* **243**(1–2), 43–54.
- Li, K. Y., Coe, M. T., Ramankutty, N. & Jong, R. D. (2007) Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa. *Journal of Hydrology* **337**(3–4), 258–268.
- Loireau, M. (1998) *Espaces-ressources-usages : spatialisation des interactions dynamiques entre les systèmes sociaux et les systèmes écologiques au Sahel nigérien*. Université de Montpellier 3, Montpellier.
- Luxereau, A. (1997) Transformation du rapport au végétal et à la terre dans la région de Maradi (Niger). In : *L'homme et le milieu végétal dans le bassin du lac Tchad = Man and vegetation in the lake Chad basin* Colloques et Séminaires (D. Barreteau, R. Dognin & C. Von Graffenried, eds.), 53–68. Paris : ORSTOM.
- Machens, E. (1973) *Contribution à l'étude des formations du socle cristallin et de la couverture sédimentaire de l'Ouest de la République du Niger*, BRGM. Paris.
- Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.-E., Girard, S., Servat, E. & Dezetter, A. (2003) Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. *IAHS-AISH publication*, 215–222. Presented at the International conference on hydrology of the Mediterranean and semi-arid regions, International Association of Hydrological Sciences.
- Mahé, G., Leduc, C., Amani, A., Paturel, J.-E., Girard, S., Servat, E. & Dezetter, A. (2003) Augmentation récente du ruissellement de surface en région soudano-sahélienne et impact sur les ressources en eau. In: *Hydrology of mediterranean and semiarid regions : proceedings of an international symposium* Publication - AISH (E. Servat, W. Najem, C. Leduc & A. Shakeel, eds.), 215–222. Wallingford: AISH.
- Mahé, G., Olivry, J. & Servat, E. (2005b) Sensibilité des cours d'eau ouest-africains aux changements climatiques et environnementaux : extrêmes et paradoxes. *IAHS-AISH publication*, 169–177. Presented at the International symposium on regional hydrological impacts of climatic variability and change with an emphasis on less developed countries, International Association of Hydrological Sciences.
- Mahé, G., Paturel, J., Servat, E., Conway, D. & Dezetter, A. (2005a) The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology* **300**(1-4), 33–43.
- Mahé, G. & Paturel, J.-E. (2009) 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geoscience* **341**(7), 538–546.
- Malam Issa, O. (2007) Évolution de la structure, fonctionnement hydrique et transfert de matière à la surface du sol (HDR), 95. Champagne-Ardenne: Université de Reims Champagne-Ardenne.
- Malam Issa, O. (2012) *Rôles écologiques et répartition des encroûtements au Sahel*. Presented at the Séminaire "états de surface, crues et restauration des sols au Sahel, Niamey-Niger.
- Malam Issa, O., Valentin, C., Rajot, J. L., Cerdan, O., Desprats, J.-F. & Bouchet, T. (2011) Runoff generation fostered by physical and biological crusts in semi-arid sandy soils. *Geoderma* **167–168**, 22–29.
- Mamadou, I. (2012) *La dynamique accélérée des koris de la région de Niamey et ses conséquences sur l'ensablement du fleuve Niger*. Université Abdou Moumouni de Niamey, Niamey-Niger.
- Massuel, S. (2005) *Evolution récente de la ressource en eau consécutive aux changements climatiques et environnementaux du sud-ouest Niger. Modélisation des eaux de surface et*



*souterraines du bassin du kori de Dantiandou sur la période 1992-2003.* Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc.

- Massuel, S., Favreau, G., Descloitres, M., Troquer, Y. Le, Albouy, Y. & Cappelaere, B. (2006) Deep infiltration through a sandy alluvial fan in semiarid Niger inferred from electrical conductivity survey, vadose zone chemistry and hydrological modelling. *CATENA* **67**(2), 105–118.
- ME/LCD. (2004) Consultation sectorielle sur l'environnement et la lutte contre la désertification ; Région de Tillabéry.
- Ministère des mines et de l'énergie (Niger)/DRGM. (1998) Notice explicative des cartes géologiques du Liptako aux 1/100 000 et 1/200 000. Ministère des mines et de l'énergie (Niger).
- Mirzaei Gharehlar, M. (2008) *Effet de la variabilité spatiale des états de surface du sol sur le partage infiltration-ruissellement: caractérisation expérimentale par photogrammétrie et première modélisation* (Thèse de doctorat). Environnement Méditerranéen et Modélisation Agro-Hydrosystèmes, Avignon, France.
- Moeys, J. (2007, December 20) *Variabilité spatiale et déterminismes agro-pédologiques du devenir d'un herbicide dans l'horizon de surface - Application au cas de l'isoproturon dans un secteur agricole de Beauce chartraine.* AgroParisTech.
- Monfort, M. (1997) Etude des relations entre les aquifères du Continental Terminal au Nord de Niamey (Niger) : approche géologique, géochimique et hydrodynamique (DEA), 121. Montpellier : Université Paris sud.
- Mounirou, L. (2012) *Etude du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales sur le bassin versant de Tougou en zone sahélienne du Burkina Faso : quantification et transposition des données.* Montpellier II, Montpellier.
- Musy, A. & Higy, C. (2004) *Hydrologie : Tome 1, Une science de la nature.* Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR).
- Musy, A. & Soutter, M. (1991) *Physique du sol. Edition 1991.* PPUR presses polytechniques.
- Ndiaye, B. (2001) *Etude expérimentale et modélisation du comportement hydrodynamique des sols cultivés.* Université Joseph-Fourier - Grenoble I, Grenoble.
- Ndiaye, B., Esteves, M., Vandervaere, J.-P., Lapetite, J.-M. & Vauclin, M. (2005) Effect of rainfall and tillage direction on the evolution of surface crusts, soil hydraulic properties and runoff generation for a sandy loam soil. *Journal of Hydrology* **307**(1–4), 294–311.
- Niang, D. (2006) *Fonctionnement hydrique des différents types de placages sableux dans le Sahel burkinabé.* Thèse EPFL.
- Nicolas, M. (2010) *Étude expérimentale et numérique du ruissellement de surface : effets des variations d'intensité de la pluie. Application à une parcelle de vigne en Cévennes-Vivarais.* Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Ousseini, I. (1986) *Etude de la répartition des formations quaternaires et interprétation des dépôts éoliens dans le Liptako Oriental (République du Niger).* Université Pierre et Marie Curie, France.
- Ousseini, I. (2002) Erosion et conservation des sols dans la vallée du Moyen Niger (République du Niger) : interprétations préliminaires de mesures en parcelles et d'observations à l'échelle des petits et moyens bassins versants 38–70. Japan.
- Ousseini, I. (2005) Réseaux de gestion coutumière des ressources naturelles et enjeux de gestion territoriale étatique décentralisée : analyses à partir de quelques cas au Niger. Travaux et recherches / Institut de géographie - Université de Lausanne. - Lausanne : Institut de géographie, 1976-2007 (L. Dambo & E. Reynards, eds.), 135–148. Presented at the Vivre dans les milieux fragiles: Alpes et Sahel : Hommage au professeur Jorg Winistorfer, Lausanne, France: Institut de Géographie Université de Lausanne.

- Panthou, G. (2013) *Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leur évolution au cours des 60 dernières années*. Université de Grenoble, Grenoble.
- Panthou, G., Vischel, T., Lebel, T., Quantin, G. & Favre, A.-C. (2012) Évolution récente des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'ouest. In : *Les climats régionaux : observation et modélisation* Colloques et Séminaires (S. Bigot & S. Rome, eds.), Vol. Actes de l'AIC, volume 25., 595–600. Grenoble.
- Parlange, J.-Y. (1975) Determination of Soil Water Diffusivity by Sorptivity Measurements. *Soil Science Society of America Journal* **39** (5), 1011.
- Perroux, K. M. & White, I. (1988) Designs for Disc Permeameters1. *Soil Science Society of America Journal* **52**(5), 1205.
- Peugeot, C. (1995, October 19) *Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger)*. *Expérimentations in-situ et modélisation*. Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Peugeot, C., Bock, O., Boone, A., Cappelaere, B., Gosset, M., Meynadier, R., Séguis, L., et al. (2012) Le cycle de l'eau dans le système de mousson d'Afrique de l'Ouest. *La Météorologie* **8** (Special-AMMA), 55.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Chevalier, P., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J. L. & Vandervaere, J. (1996) Modélisation hydrologique sur le Super Site Central Est d'Hapex-Sahel. Première étape : des parcelles expérimentales aux micro-bassins versants. Presented at the X journées hydrologiques.
- Peugeot, C., Cappelaere, B., Vieux, B. E., Séguis, L. & Maia, A. (2003) Hydrologic process simulation of a semiarid, endoreic catchment in Sahelian West Niger. 1. Model-aided data analysis and screening. *Journal of Hydrology* **279**(1–4), 224–243.
- Peugeot, C., Esteves, M., Galle, S., Rajot, J. L. & Vandervaere, J. P. (1997) Runoff generation processes : results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment. *Journal of Hydrology* **188–189**(0), 179–202.
- Philip, J. R. (1957b) theory of infiltration: 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil science* **84**(3), 257–264.
- Philip, J. R. (1957) Numerical Solution of Equations of the Diffusion Type with Diffusivity Concentration-dependent. II. *Australian Journal of Physics* (10), 29p.
- Philip, J. R. (1969) Theory of infiltration. *Adv. Hydrosoci.* (5), 215–296.
- Planchon, O. & Janeau, J.-L. (1990) Le fonctionnement hydrodynamique à l'échelle du versant. In : *Structure et fonctionnement hydro-pédologique d'un petit bassin versant de savane humide* Etudes et Thèses, 165–183. Paris: ORSTOM.
- Rasmussen, K., Fog, B. & Madsen, J. (2001) Desertification in Reverse? Observations from Northern Burkina Faso. *Global Environmental Change* **11**(4).
- Reynolds, W. D. & Elrick, D. E. (1991) Determination of Hydraulic Conductivity Using a Tension Infiltrometer. *Soil Science Society of America Journal* **55**(3), 633–639.
- 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* **330**(1), 53–60.
- Ribstein, P. (1990) *Modèles de crues et petits bassins versants au Sahel*. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération.
- Richard, J.-F. (1990) *La dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest : points de vue et perspectives de recherches*. (J.-F. Richard, Ed.). Paris : Ministère de la Coopération et du Développement.
- Roose, E. (1973) *Dix-sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de Basse Côte d'Ivoire*.

- Roose, E. (1977) *Erosion et ruissellement en Afrique de l'Ouest, vingt années de mesures en parcelles expérimentales*. Travaux et Documents de l'ORSTOM. Paris : ORSTOM.
- Seghieri, J., Galle, S. & Rajot, J.-L. (1996) La brousse tigrée dans le Sahel nigérien : étude de la co-fluctuation du stock hydrique et de la végétation annuelle. In : *Interactions surface continentale/atmosphère : l'expérience HAPEX-Sahel* Colloques et Séminaires (M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny, eds.), 123–141. Paris : ORSTOM.
- Séguis, L., Cappelaere, B., Milési, G., Peugeot, C., Massuel, S. & Favreau, G. (2004) Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment. *Hydrological Processes* **18**(17), 3401–3413.
- Sighomnou, D., Descroix, L., Genthon, P., Mahé, G., Moussa, I. B., Gautier, E., Mamadou, I., et al. (2013) La crue de 2012 à Niamey : un paroxysme du paradoxe du Sahel ? *Science et changements planétaires / Sécheresse* **24** (1), 3–13.
- Sighomnou, D., Tanimoun, B., Alio, A., Zomodo, L., Ilia, A., Olomoda, I., Coulibaly, B., et al. (2012) Crue exceptionnelle et inondations au cours des mois d'aout et septembre 2012 dans le Niger moyen et inférieur. <http://nigerhycos.abn.ne/portal>.
- Soares de Souza, E. (2005) *Caracterização hidrodinâmica na escala local e da parcela agrícola de dois solos do estado da Paraíba : variabilidade espacial e temporal, e meio homogêneo equivalente (Caractérisation hydrodynamique des sols à l'échelle locale de deux parcelles agricoles de l'état de Paraíba : variabilité spatiale et temporelle, et milieu homogène équivalent)*. (Thèse de doctorat). Institut national polytechnique, Grenoble, Brésil.
- Soria Ugalde, J. M. (2003) *Identification des paramètres hydrodynamiques du sol par modélisation inverse des flux d'infiltration*. Atelier de reproduction des thèses, Grenoble.
- Souley Yero, K. (2012) *Evolution de l'occupation des sols dans l'Ouest du Niger : Influence sur le cycle de l'eau*. Université Joseph Fourier - Grenoble 1, Grenoble.
- Strahler, A. N. (1957) Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Transactions, American Geophysical Union* **38**(6), 913–920.
- Tamoh, K. & Maslouhi, A. (2004) Mesures in situ par infiltrométrie des propriétés hydrodynamiques des sols de Mnasra (Maroc). *Comptes Rendus Geoscience* **336**(6), 535–545.
- Tarhule, A. (2005) Damaging rainfall and floodings: the other Sahel hazards. *climatic change* (72), 355–377.
- Ugarte, C. (2011) Prédiction du temps d'apparition du ruissellement par infiltrométrie (Master 2), 31. Grenoble : UJF-Grenoble 1.
- Valentin, C. (1986) Différencier les milieux selon leurs aptitudes au ruissellement : une cartographie adaptée aux besoins hydrologiques, 49–74. Presented at the Journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier, 1985/09/17-18, Montpellier: ORSTOM.
- Valentin, C. & Bresson, L.-M. (1992) Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma* **55**(3-4), 225–245.
- Valentin, C., Chevallier, P., Fritsch, E. & Janeau, J.-L. (1990) Le fonctionnement hydrodynamique aux échelles ponctuelles. In : *Structure et fonctionnement hydro pédologique d'un petit bassin versant de savane humide* Etudes et Thèses, 147–163. Paris: ORSTOM.
- Valentin, C., Rajot, J.-L. & Mitja, D. (2004) Responses of soil crusting, runoff and erosion to fallowing in the sub-humid and semi-arid regions of West Africa. *Agriculture, Ecosystems & Environment* **104** (2), 287–302.
- Van Genuchten, M. T. (1980) A Closed-form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils. *Soil Science Society of America Journal* **44**(5), 892–898.

- Vandervaere, J. P. (1995, October 9) *Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroûtés*. Université Joseph-Fourier - Grenoble I.
- Vandervaere, J. P., Angulo Jaramillo, R., Peugeot, C. & Vauclin, M. (1996) Caractérisation hydrodynamique in situ de sols encroûtés. In : *Interactions surface continentale/atmosphère : l'expérience HAPEX-Sahel* Colloques et Séminaires (M. Hoepffner, T. Lebel & B. Monteny, eds.), 63–78. Paris : ORSTOM.
- 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* **188–189** (0), 203–223.
- Vandervaere, J. P., Vauclin & Elrick. (2000) Transient flow from tension infiltrometers: I. The two-parameter equation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* **64**, 1263–1272.
- Vandervaere, J. P., Vauclin, M., Haverkamp, R., Peugeot, C., Thony, J.-L. & Gilfedder, M. (1998) Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data. *Soil science* **163**(1), 9–21.
- Vandervaere, J.-P., Vauclin, M. & Elrick, D. E. (2000) Transient Flow from Tension Infiltrators II. Four Methods to Determine Sorptivity and Conductivity. *Soil Science Society of America Journal* **64**(4), 1272–1284.
- Vandervaere, Ugarte Nano, C., Prat, C. & Descroix, L. (soumis) The use of ponding time to determine soil hydraulic properties during infiltration prior to runoff.
- Vauclin, M. (1986) L'infiltration : aperçus physiques et modélisation. In : *Journées hydrologiques de l'ORSTOM à Montpellier* Colloques et Séminaires, 214–236. Paris: ORSTOM.
- 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. *L' Agronomie tropicale* **46**(4), 259–271.
- Vereecken, H., Maes, J. & Feyen, J. (1990) Estimating Unsaturated Hydraulic Conductivity From Easily Me : Soil Science.
- Vicat, J., Leger, J., Ahmed, Y. & Willems, L. (1994) Les indices de déformations plio-quaternaire de la bordure occidentale du bassin des Iullemeden dans la région de Niamey. *Revue de Géographie Alpine Au contact Sahara-Sahel* **1**, 15–25.
- Vischel, T. (2006) *Impact de la variabilité pluviométrique de méso-échelle sur la réponse des systèmes hydrologiques sahéliens modélisation, simulation et désagrégation*. INPG, Grenoble.
- White, I. & Sully, M. J. (1987) Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resources Research* **23** (8), 1514–1522.
- Wooding, R. A. (1968) Steady Infiltration from a Shallow Circular Pond. *Water Resources Research* **4** (6), 1259–1273.
- Yamba, B. (2004) Les mutations des systèmes agraires et des modes d'usage des ressources naturelles dans la zone centrale du Niger. *rga* **92** (1), 97–110.

## Liste des Tableaux

Tableau 3.1. Les états de surface dominants identifiés sur les bassins du socle -----	36
Tableau 3.2. Quelques caractéristiques des bassins versants du socle -----	38
Tableau 3.3. Les états de surface dominants sur les BV du bassin sédimentaire -----	39
Tableau 3.4. Quelques caractéristiques des bassins versants du site sédimentaire -----	40
Tableau 6.1. Relation d'étalonnage-----	78
Tableau 7.1. Caractéristiques théoriques des gicleurs utilisés (en supposant une trajectoire rectiligne des gouttes)-----	82
Tableau 8.1. Nombre de répétitions des parcelles de ruissellement par état de surface et par site. -----	95
Tableau de synthèse 1 de la 2 <sup>ème</sup> partie : récapitulatif d'approche métrologique des variables par site -----	108
Tableau 10. 1. Valeurs moyennes et écarts-types du flux en régime permanent par pression imposée et par état de surface. -----	112
Tableau 10. 2 : Comparaison des conductivités mesurées (notre travail) et celles relevées dans la littérature sur le site sédimentaire. -----	118
Tableau 10. 3. Les propriétés hydrodynamiques des états de surface du site sédimentaire (pour une pression proche de la saturation, h = -10 mm)-----	118
Tableau 10. 4. Nombre d'essai de tensio-infiltrométrie effectué par état de surface et par année sur le site cristallin. -----	120
Tableau 10. 5. Conductivités déterminées en surface (0-3 cm) sur le site cristallin.-----	122
Tableau 10. 6. Conductivités déterminées en sub-surface (3-6 cm) sur le site cristallin. -----	123
Tableau 10. 7. Teneurs en eau des surfaces sarclées en état sec et en état humide-----	127
Tableau 10. 8. Nombre de mesures de sorptivité réalisées sur le site cristallin. -----	130
Tableau 10. 9. Récapitulatif des variables hydrodynamiques déterminées sur le site cristallin.-----	132
Tableau 10. 10. Valeurs de K et S mesurées in situ pour quelques états de surface.-----	135
Tableau 10. 11. Comparaison des dimensions caractéristiques de l'infiltration sur socle et bassin sédimentaire. -----	138
Tableau 10. 12. Répartition des essais de simulation de pluies par état de surface.-----	139
Tableau 10. 13. Comparaison des valeurs de conductivité et sorptivité obtenues par infiltrométrie et par saturométrie.-----	147
Tableau 11. 1. Pente (en %) des parcelles de ruissellement du site cristallin-----	151
Tableau 11. 2. Résultat de test de Wilcoxon appliqué aux lames ruisselées (Melé Haoussa). -----	155
Tableau 11. 3. Pente (en %) des parcelles de ruissellement du site sédimentaire -----	155
Tableau 11. 4. Relation pluie-lame ruisselée par état de surface sur le site cristallin. -----	160
Tableau 11. 5. Relation pluie lame ruisselée par état de surface sur le site sédimentaire. -----	161
Tableau 11. 6. Comparaison du ruissellement et de l'infiltration sur les sites d'étude. -----	167
Tableau 11. 7. Comparaison des coefficients de ruissellement obtenus à ceux rapportés dans la littérature-----	168
Tableau 12. 1. Proportion des surfaces élémentaires déterminée par l'analyse d'images-----	173
Tableau 12. 2. Récapitulatif des relations pluies et lames écoulées sur les BV cristallins. -----	175

Tableau 12. 3. Temps caractéristiques des quelques événements pluvieux de 2012-----	177
Tableau 12. 4. Proportion des surfaces élémentaires des bassins du site sédimentaire. -----	179
Tableau 12. 5. Récapitulatif des relations pluies et lames écoulées sur les BV sédimentaire. -----	182
Tableau 12. 6 : Temps caractéristiques des bassins du site sédimentaire -----	183
Tableau 12. 7. Epaisseur moyenne et écart type de dépôt sableux des ravines principales des bassins MH1 et MH2. -----	184
Tableau 13. 1. Evolution des teneurs en eau de surface (0-5 cm) n jours après de pluie ruisselante.-	192
Tableau 13. 2. Pressions (hf) calées et teneurs en eau ( $\theta_f$ ) mesurées des états de surface du site cristallin pour la modélisation du ruissellement. -----	194
Tableau 13. 3. Nombres d'événements de pluie observée, des ruissellements mesurés et calculés de 2011 à 2013.-----	194
Tableau 13. 4. Dates de sarclage des parcelles cultivées -----	199
Tableau 13. 5. Infiltration et ruissellement calculés avec un et deux sarclages dans l'année -----	202
Tableau 13. 6. Seuils de hauteur et d'intensité limites du ruissellement déterminés par la méthode graphique pour les états de surface du site cristallin.-----	204
Tableau 13. 7. Pente et $r^2$ des régressions entre les ruissellements mesurés et calculés par les méthodes de Green et Ampt (1911), de Casenave et Valentin (1992) et de Lamachère (1996). -----	208
Tableau 13. 8. Comparaison des conductivités hydrauliques (nos mesures) et des intensités limites du ruissellement (méthode de Lamachère) des états de surface du site cristallin. -----	210
Tableau 14. 1. Proportion des classes de distance séparant le centre de gravité des polygones et la ravine la plus proche. -----	215
Tableau 14.2. Temps d'arrivée mesuré et calculé de l'écoulement à l'exutoire du bassin MH1. ----	218
Tableau 14. 3. Temps d'arrivée mesuré et calculé de l'écoulement à l'exutoire du bassin MH2 ----	219
Tableau 14. 4. Simulation de la production des écoulements selon les évolutions des états de surface sur les bassins MH1 et MH2. -----	222
Tableau 15. 1. Evolution de l'occupation des sols (en %) entre 1986 et 2010 sur le bassin de Dargol. -----	228

## Liste des Figures

Figure 1.1. Lien génétique et évolution temporelle des croûtes (d'après Valentin et Bresson 1992).---	7
Figure 1. 2. Dommages engendrés par l'exploitation de granite sur le site cristallin (Melé Haoussa) -	14
Figure 2.1. Formations géologiques de l'ouest du Niger (d'après Greigert & Pougnet, 1967), modifié -----	17
Figure 2.2. Coupe schématique des principales unités du socle (secteur de Gassikeyna, Liptako oriental). In (Ousseini, 2002), simplifiée. -----	18
Figure 2.3. Coupe schématique des unités du bassin sédimentaire, secteur de Banizoumbou. In Bergoeing & Dorthe-Monachon (1997), simplifiée. -----	19
Figure 2.4. La moyenne glissante et l'indice standardisé de pluie (IPS) de la station de Niamey.-----	22
Figure 2.5. Hyétoqramme de la pluie du 25/07/2011 (Site de Melé Haoussa)-----	23
Figure 3.1. Clef de détermination des croûtes (Casenave & Valentin, 1989). -----	27
Figure 3.2. Illustration des quelques croûtes superficielles -----	28
Figure 3.3. Clef de détermination des surfaces élémentaires (Casenave & Valentin, 1989). -----	30
Figure 3.4. Baisse de pluie et augmentation des écoulements de quelques affluents du fleuve Niger (Amogu et al., 2010).-----	33
Figure 3.5. Hausse de la nappe phréatique dans la dépression piézométrique du kori de Dantiandou (d'après Favreau et al., 2009)-----	34
Figure 3.6. Localisation des sites d'étude -----	35
Figure 3.7. Les états de surface répertoriés sur le site du socle -----	36
Figure 3.8. Unités morphopédologiques et position des bassins versants et parcelles de mesures du site de socle-----	37
Figure 3.9. Couverture et affleurement des roches du socle. -----	37
Figure 3.10. Bassins et instrumentation du site du socle cristallin -----	38
Figure 3.11. Les états de surface dominants sur le site du bassin sédimentaire-----	39
Figure 3.12. Unités morpho-pédologiques (d'après Courault et al., 1990) et situation des bassins versants et parcelles de mesures du site sédimentaire-----	40
Figure 3.13. Bassins et instrumentation du site sédimentaire-----	40
Figure 4.1. Evolution de population de la région de Tillabéry entre 1960 et 2012 (source : INS). ----	44
Figure 4.2. Evolution de la population et des surfaces cultivées de la région de Tillabéry entre 1990 et 2010 (source : INS 2010)-----	47
Figure 4.3. Evolutions des surfaces cultivées et des rendements de la région de Tillabéry entre 1990 et 2010-----	48
Figure 4. 4. Les outils de travail du sol -----	49
Figure 5.1. Hystérésis de la relation $h(\theta)$ -----	62
Figure 5.2. Schématisation du processus d'infiltration selon Green et Amp. -----	63
Figure 6.1. Schéma d'un infitromètre à succion contrôlée-----	66
Figure 6.2. Dispositif de tensio-infiltrométrie -----	67
Figure 6.3. Les étapes de mise en place du dispositif de tensio-infiltrométrie -----	69
Figure 6.4. Protocole du suivi temporel de la conductivité (sur le site cristallin) -----	71
Figure 6.5. Principe graphique de l'analyse en multi potentiels (d'après Vandervaere 1995). -----	74
Figure 6.6. Principe de résolution graphique de la méthode multi-rayons (Vandervaere et al., 2000) -	75

Figure 6.7. Principe graphique (linéarisation) de détermination des coefficients C1 et C2 d'après l'Equation 6.16.-----	76
Figure 6.8. Dispositif d'étalonnage des tensiomètres -----	78
Figure 7.1. Schéma du saturomètre-----	83
Figure 7.2. Le saturomètre et son utilisation-----	85
Figure 8. 1. Evolution de l'infiltrabilité au cours du temps -----	88
Figure 8.2. Détermination de la pluie nette.-----	89
Figure 8.3. Parcelles de mesure du ruissellement sur le site de socle (MH). -----	94
Figure 8.4. Parcelles de mesure du ruissellement sur le site du bassin sédimentaire (TK). -----	94
Figure 9.1. Bassins versants du site cristallin (MH)-----	98
Figure 9.2. Bassins versants du site sédimentaire (TK)-----	98
Figure 9. 3. Droites de tarage des bassins MH1 et MH2 établies avec les débits bruts.-----	100
Figure 9. 4. Détermination du coefficient de correction des débits bruts.-----	101
Figure 9. 5. Droites de tarage des bassins MH1 et MH2 établies avec les débits corrigés.-----	101
Figure 9. 6. Tarages linéaires des stations de MH corrigés, en comparaison avec ceux des stations de Wankama (WK) et Tondi Kiboro (TK). -----	102
Figure 9.7. Schéma de principe du passage d'un limnigramme à un hydrogramme par l'intermédiaire de la courbe de tarage (d'après Musy & Higy, 2004)-----	103
Figure 9. 8.Convolution de la lame ruisselée sur un bassin versant -----	105
Figure 10. 1. Flux stabilisé (pour $h = -10$ mm) par état de surface du site sédimentaire en fonction de l'inverse du rayon. -----	112
Figure 10. 2. Relation $K(h)$ issue de la méthode MR par état de surface.-----	113
Figure 10. 3. Relation $K(h)$ issue de la méthode MP grand disque ( $r = 125$ mm). -----	114
Figure 10. 4. Relation $K(h)$ issue de la méthode MP avec petit disque ( $r = 40$ mm). -----	115
Figure 10. 5. Conductivités $K$ quasi saturées ( $h = -10$ mm) obtenues par les méthodes MR et MP (avec les disques de rayon $r = 40$ mm et $r = 125$ mm) sur le site sédimentaire. -----	116
Figure 10. 6. Conductivité hydraulique caractéristique proche de la saturation ( $h = -10$ mm) des états de surface du site sédimentaire. -----	117
Figure 10. 7. Exemple de stabilisation du flux d'infiltration au cours d'un essai -----	121
Figure 10. 8. Evolution de la pression au cours d'un essai. $h_1$ et $h_2$ sont les valeurs du potentiel à 3 cm et à 6 cm de profondeur respectivement. -----	121
Figure 10. 9. Conductivité hydraulique en surface (0-3 cm) des états de surface du site cristallin. --	122
Figure 10. 10. Conductivité hydraulique en surface (bleu) et en sub-surface (rouge) sur le site cristallin. -----	123
Figure 10. 11. Evolution de la conductivité sur les surfaces cultivée (bleu) et en jachère (rouge) en fonction du cumul de pluie et du sarclage. -----	125
Figure 10. 12. Evolution de la conductivité du champ sarclé en état humide en fonction du cumul de pluie depuis le sarclage, par mesures réalisées en 2012 (en bleu) et 2013 (en vert clair). -----	128
Figure 10. 13. Effet de la teneur en eau lors du sarclage sur l'évolution de la conductivité en fonction du cumul de pluie depuis le sarclage. -----	129
Figure 10. 14. Variation de la sorptivité en fonction de la teneur en eau sur ERO-----	131
Figure 10. 15. La sorptivité moyenne des états de surface du site cristallin mesurée par infiltrométrie en temps court.-----	131
Figure 10. 16. Poids des termes gravitaire et capillaire des sols étudiés.-----	134



Figure 10. 17. Comparaison de la conductivité hydraulique des états de surface des sites cristallin (bleu) et sédimentaire (noir).-----	135
Figure 10. 18. Classement des échantillons des sols sur le triangle de texture USDA -----	137
Figure 10. 19. Effet de la teneur initiale sur le temps de saturation sous pluies simulées.-----	140
Figure 10. 20. Temps de saturation par type de surface élémentaire de la jachère et du champ cultivé. -----	142
Figure 10. 21. Temps de saturation mesurés (points, selon l'humidité initiale) et ajustés (courbes) sur l'état BIOL. -----	143
Figure 10. 22. Temps de saturation mesurés (points, selon l'humidité initiale) et ajustés (courbes) sur l'état ERO. -----	144
Figure 10. 23. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) sur l'état ST-Jac. -----	144
Figure 10. 24. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) sur l'état cultivé C1-C2. --	145
Figure 10. 25. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) sur l'état cultivé C3. -----	145
Figure 10. 26. Temps de saturation mesurés (points) et ajustés (courbes) des essais réalisés dans le kori. -----	146
Figure 10. 27. Relations entre les temps de saturation et les temps du ruissellement observés sous simulation des pluies.-----	150
Figure 11. 1. Microtopographie des parcelles expérimentales installées sur Granite à titre d'exemple -----	152
Figure 11. 2. Exemple d'homogénéité des lames ruisselées sur les différentes parcelles d'un même état de surface (ici parcelles de Granite). -----	153
Figure 11. 3. Distribution inter annuelle (2011 à 2013) des lames ruisselées sur l'état de surface « Granite ».-----	154
Figure 11. 4. Exemple d'hétérogénéité des lames ruisselées sur les différentes parcelles d'un même état de surface (ici ST-jac).-----	156
Figure 11. 5. Coefficient de ruissellement moyen par état de surface sur le site cristallin.-----	157
Figure 11. 6. Relations pluie-lame ruisselées avant (bleu) et après sarclage (rouge) sur une surface cultivée. -----	158
Figure 11. 7. Influence de cumul de pluie entre les sarclages sur le ruissellement. -----	159
Figure 11. 8. Coefficient de ruissellement moyen par état de surface sur le site sédimentaire.-----	161
Figure 11. 9. Effet de l'humidité initiale sur le ruissellement par état de surface (site cristallin). ----	162
Figure 11. 10. Effet de l'humidité initiale sur le ruissellement par état de surface (site sédimentaire). -----	163
Figure 11. 11. Comparaison du ruissellement en zones cristalline et sédimentaire -----	164
Figure 11. 12. Proportions des croûtes et de la végétation sur les parcelles de ruissellement des sites cristallin et sédimentaire en août et en octobre 2012. -----	165
Figure 11. 13. Les OPS des parcelles cultivées en saison sèche (fin mai 2012) -----	166
Figure 12. 1. Ségrégation des surfaces élémentaires par observation visuelle des images (ici zone près du bassin MH1). -----	170
Figure 12. 2. Cartographie des surfaces élémentaires des bassins du site cristallin (note : l'échelle diffère pour les deux cartes).-----	171
Figure 12. 3. Grille de relevé des états de surface à l'échelle des bassins (appliquée ici sur MH1) --	172
Figure 12. 4. Coefficients d'écoulement mesurés sur les bassins versant du site cristallin. -----	174
Figure 12. 5. Relation entre pluies et lames écoulées sur les bassins versants du site cristallin en 2011 et 2012.-----	174

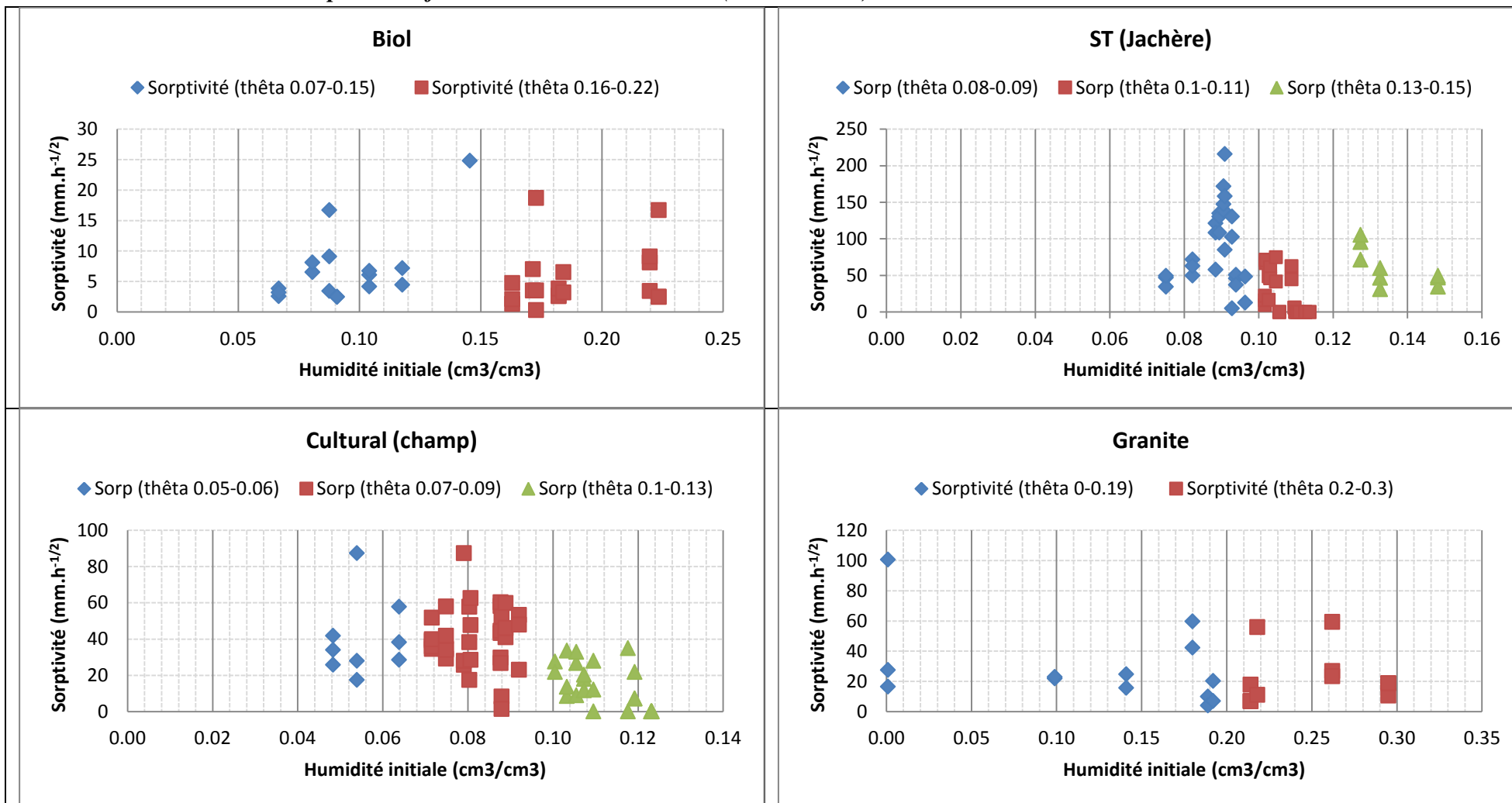
Figure 12. 6. Influence de l'humidité initiale sur l'écoulement à l'échelle des bassins MH1 et MH2.	175
Figure 12. 7. Hydrogrammes (en rouge) et hyétogrammes (en bleu) de quelques événements pluvieux.	178
Figure 12. 8. Cartographie des surfaces élémentaires des bassins du site sédimentaire.	180
Figure 12. 9. Coefficients d'écoulement des bassins du site sédimentaire en 2011 et 2012.	181
Figure 12. 10. Relation entre pluie et lame écoulée sur les bassins du site sédimentaire sur la période 2011-2012.	182
Figure 12. 11. Coefficients d'écoulement des bassins cristallin et sédimentaire moyennés sur la période 2011-2012.	185
Figure 13. 1. Décroissance de la teneur en eau en 2012 au cours des jours sans pluies sur l'état de surface BIOL (site cristallin).	193
Figure 13. 2. Exemple de prédiction du ruissellement sur la côte BIOL (événement du 18 septembre 2011).	195
Figure 13. 3. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés sur la croûte BIOL.	195
Figure 13. 4. Exemple de prédiction du ruissellement sur la côte ERO (événement du 18 septembre 2011).	196
Figure 13. 5. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés sur la croûte ERO.	197
Figure 13. 6. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés sur ST (jac).	197
Figure 13. 7. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés (avec K fixe) sur Cult. (Champ).	198
Figure 13. 8. Ajustement de la conductivité de surface cultivée en fonction du cumul de pluie.	200
Figure 13. 9. Corrélation des ruissellements mesurés et calculés (avec K variable) sur Cult. (Champ).	201
Figure 13. 10. Relation entre lames d'eau infiltrées mesurées et calculées sur Cult (champ).	202
Figure 13. 11. Exemple de détermination graphique des hauteur et intensité limites du ruissellement, ici pour la croûte gravillonnaire	204
Figure 13. 12. Principe de détermination des pluies utile et excédentaire. Extrait de Le Breton (2012).	205
Figure 13. 13. Comparaison des ruissellements calculés par les méthodes de Green et Ampt (1911), de Casenave et Valentin (1992) et de Lamachère (1996) aux ruissellements mesurés sur des parcelles expérimentales et appréciation de performance des méthodes	206
Figure 14. 1. Spatialisation de la conductivité hydraulique sur les bassins du site cristallin.	212
Figure 14. 2. Représentation du centre de gravité des polygones cartographiés.	214
Figure 14. 3. Temps d'arrivée mesuré et calculé de l'écoulement à l'exutoire des bassins MH1 (à gauche) et MH2 (à droite) en 2012.	217
Figure 14. 4. Hydrogrammes mesurés et calculés des quelques événements sur les bassins MH1 et MH2.	220
Figure 14. 5. Débits maxima mesuré et simulé sur les bassins MH1 (à gauche) et MH2 (à droite)	221
Figure 14. 6. Volumes écoulés mesuré et calculé sur les bassins MH1 (à gauche) et MH2 (à droite)	221
Figure 14. 7. Simulation des écoulements en cas d'évolution uniforme des états de surface du bassin MH1	223
Figure 14. 8. Simulation des écoulements en cas d'évolution uniforme des états de surface du bassin MH2	223
Figure 15. 1. La situation du bassin du Dargol par rapport à la zone de contact entre socle cristallin et bassin sédimentaire.	226

Figure 15. 2. Localisation des postes pluviométriques et hydrométrique utilisés.-----	226
Figure 15. 3. Evolution interannuelle de la pluie sur le bassin du Dargol de 1957 à 2010.-----	227
Figure 15. 4. Conséquence anthropique dans l'évolution de l'occupation des sols : espace nouvellement défriché et mis en culture (région de Tillabéry). -----	229
Figure 15. 5. Carte d'occupation des sols du bassin de Dargol en 1986 -----	230
Figure 15. 6. Carte d'occupation des sols du bassin de Dargol en 2010 -----	231
Figure 15. 7. Evolution des relations pluies-débits avant et pendant la sécheresse sur le bassin de Dargol à Kakassi.-----	232
Figure 15. 8. L'évolution des coefficients d'écoulements sur les trois grands bassins des affluents sahéliens du fleuve Niger au Niger (in Descroix et al., 2012).-----	233
Figure 15. 9. Illustration de la turbidité des eaux du fleuve Niger durant la crue rouge.-----	236
Figure 15. 10. Inondation d'un quartier situé sur la rive droite du fleuve Niger (quartier Lamordé, Niamey), en aout 2012. -----	237
Figure de synthèse 1. Relation écoulement et surface de mesure en zone cristalline. -----	246

# *Annexes*

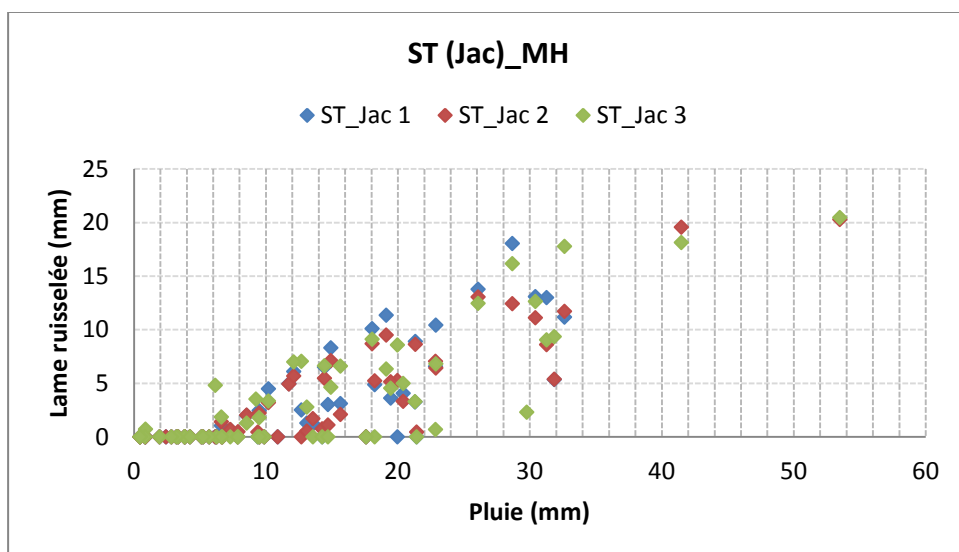
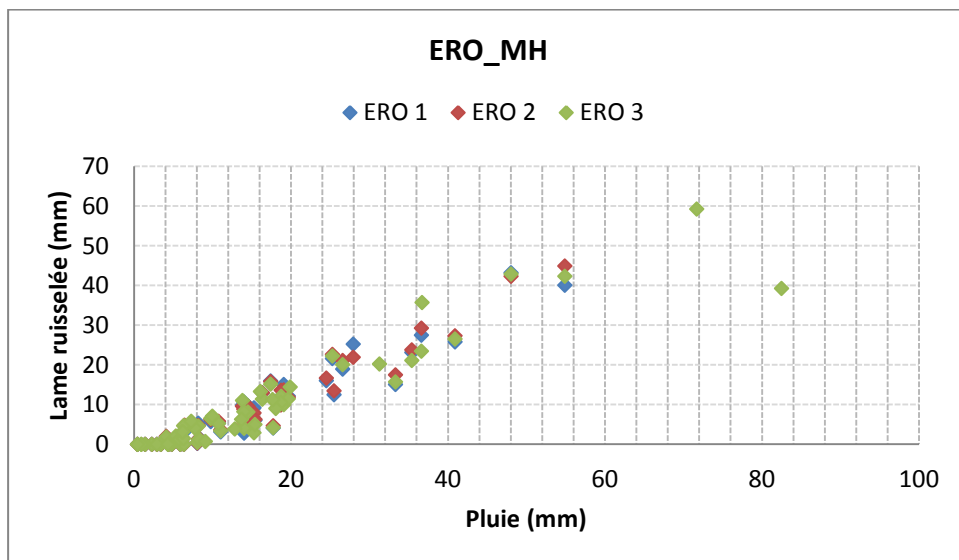
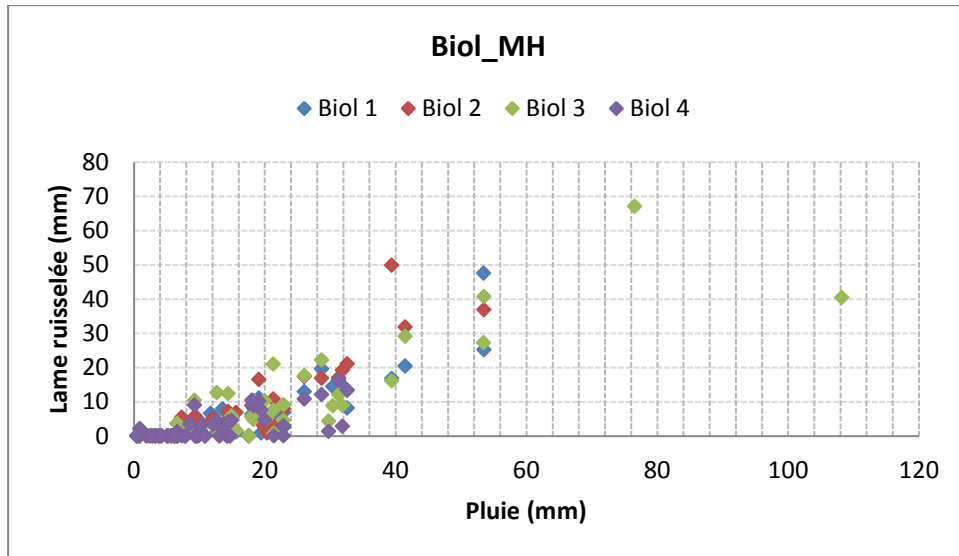


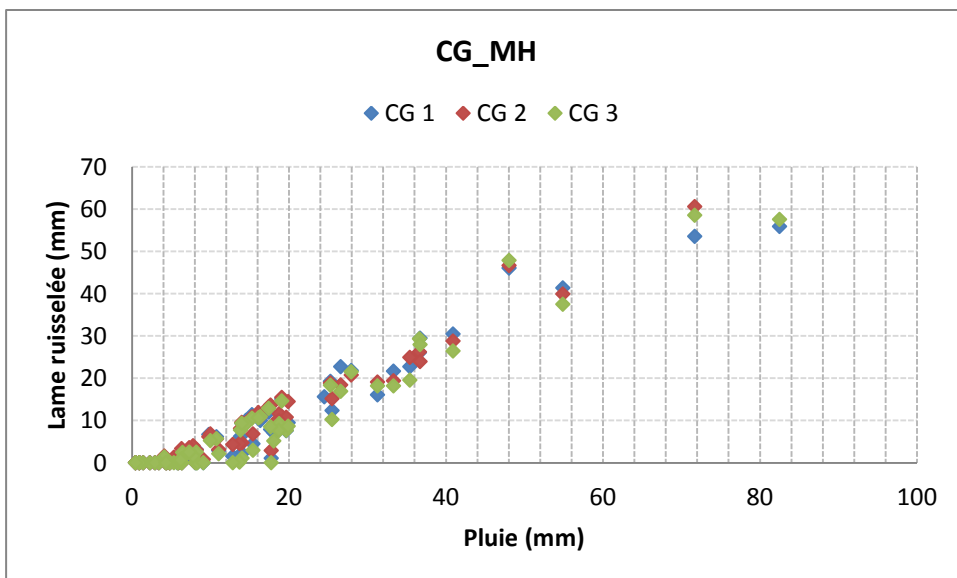
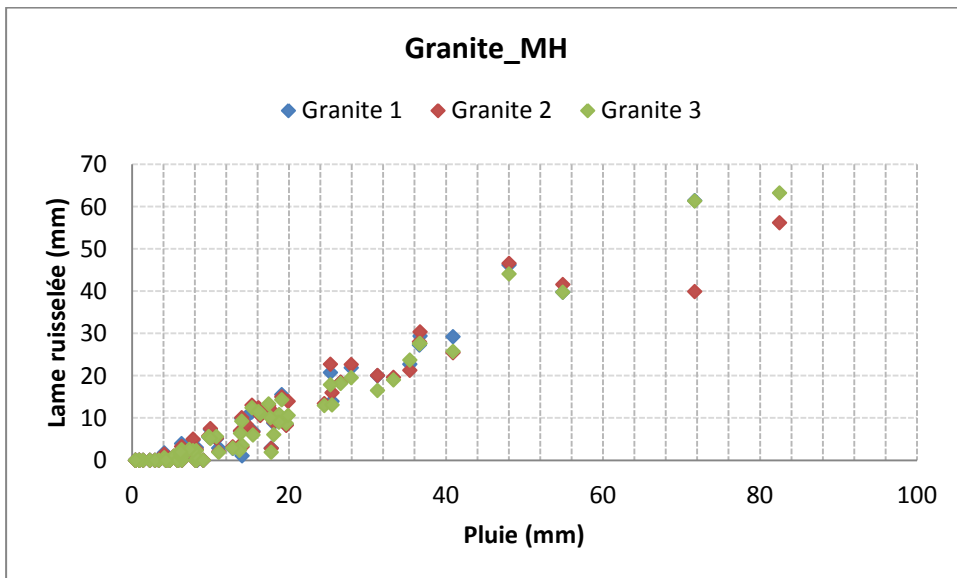
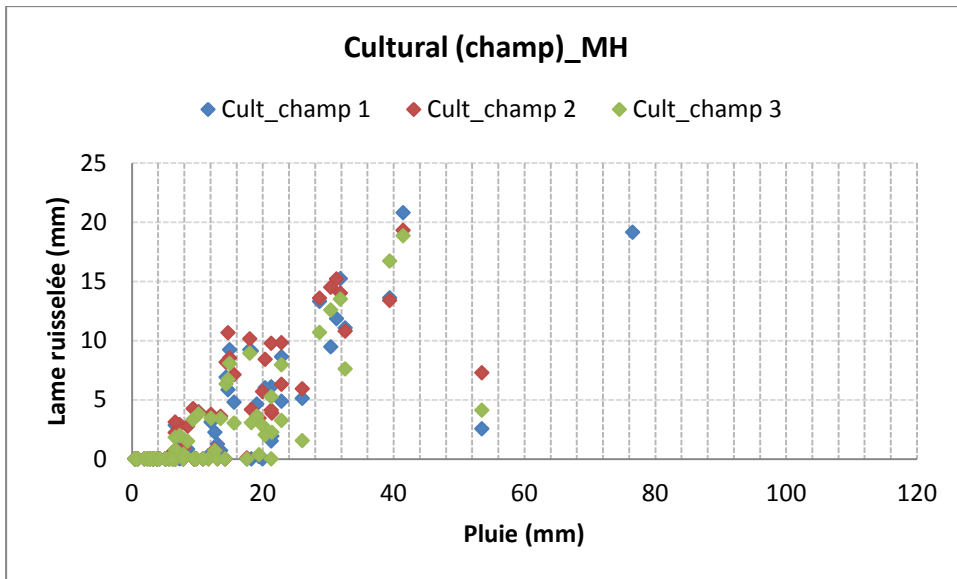
*Annexe A : Variation de la sorptivité en fonction de la teneur en eau (site cristallin)*



**Annexe B : Homogénéité des lames ruisselées mesurées sur les parcelles d'un même état de surface**

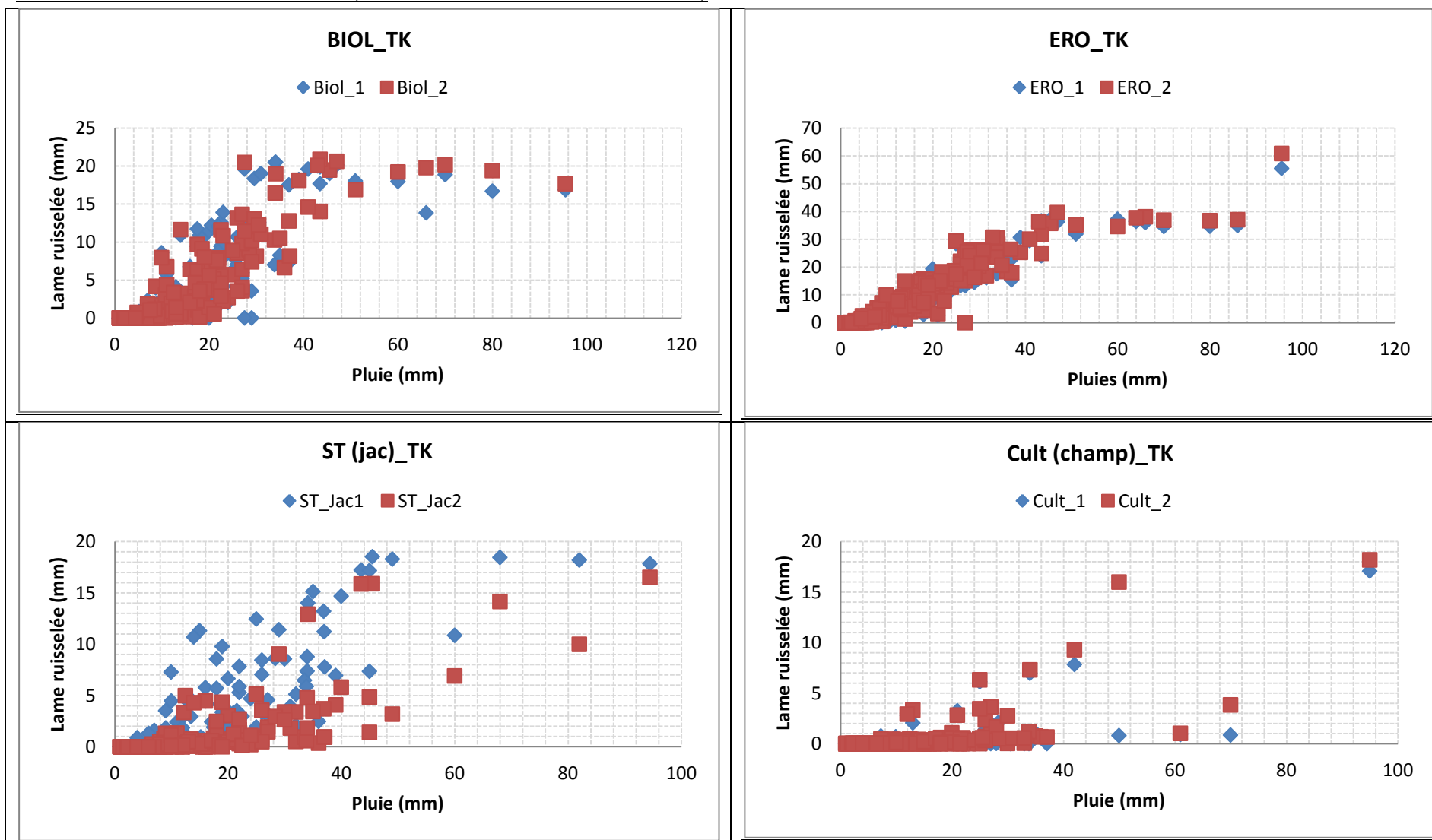
**B1. Parcelles du site cristallin (mesures effectuées de 2011 à 2013)**





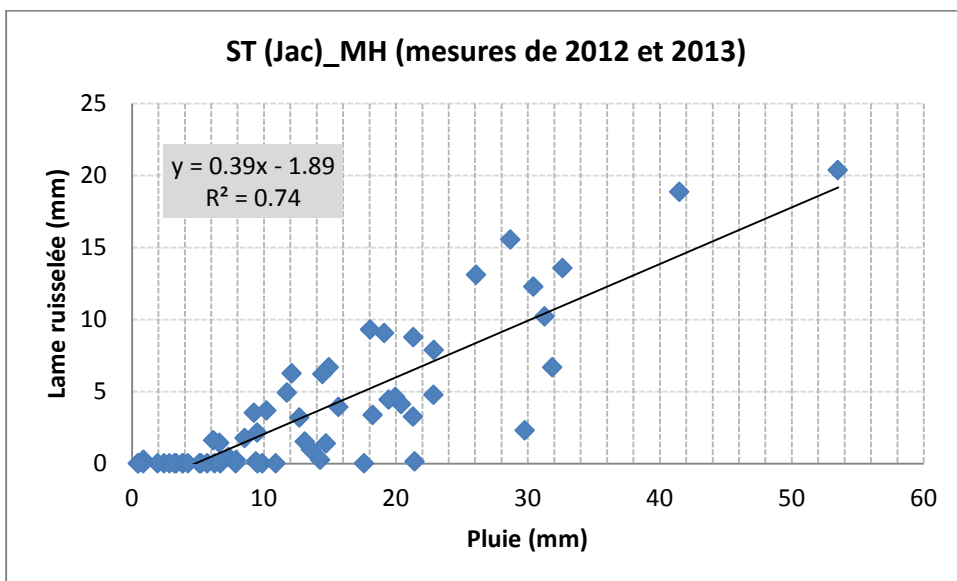
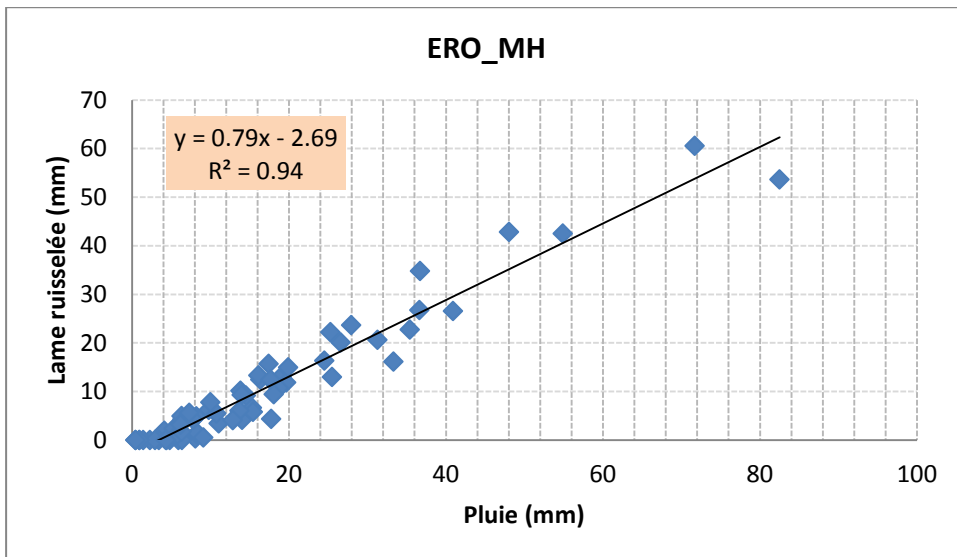
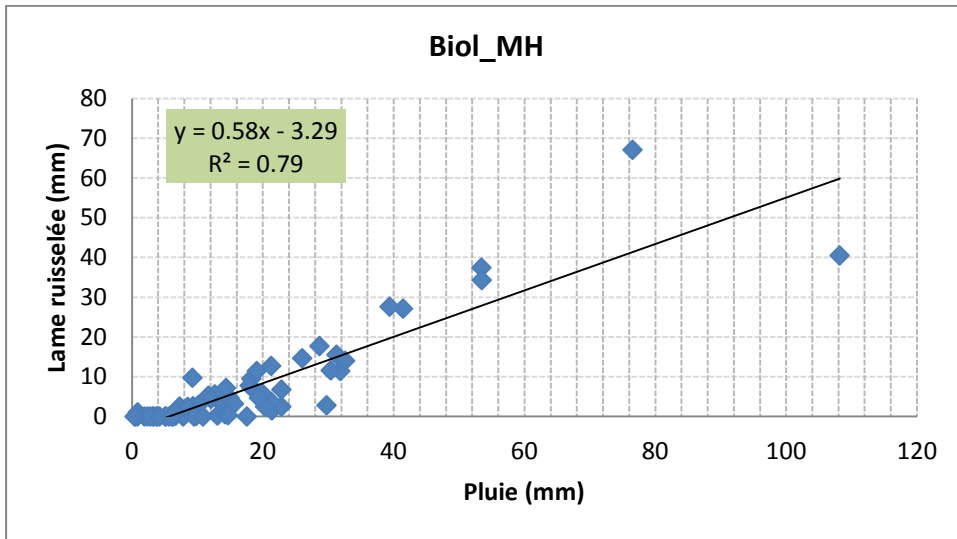


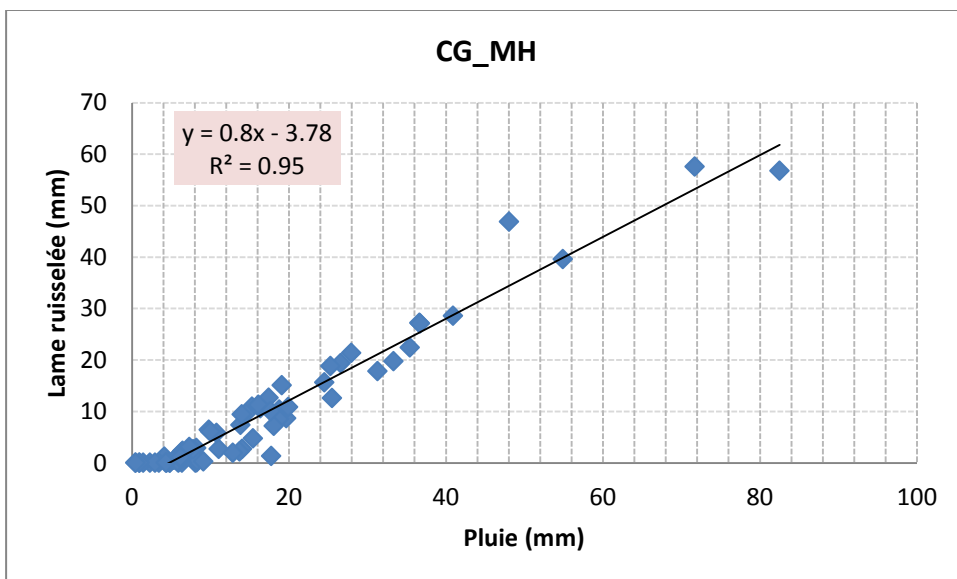
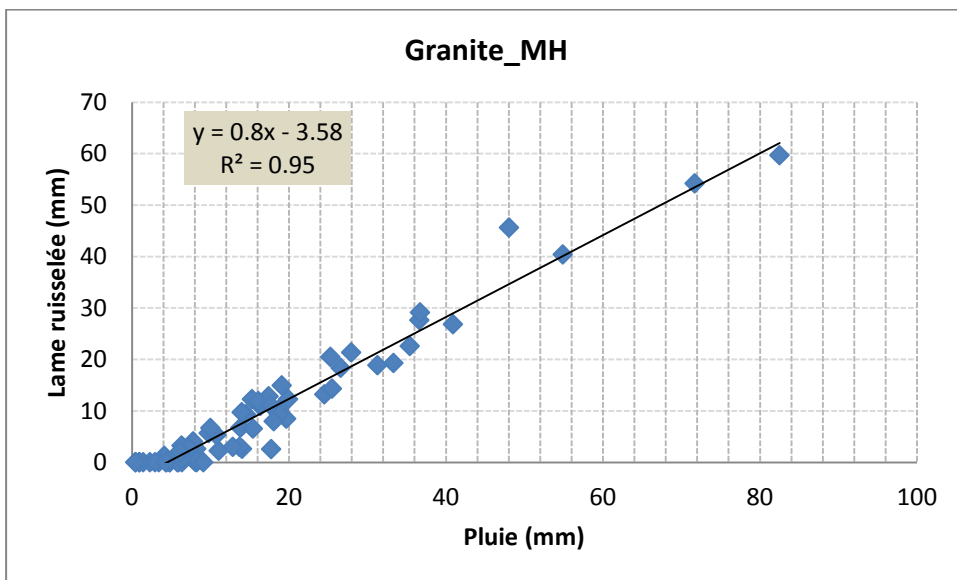
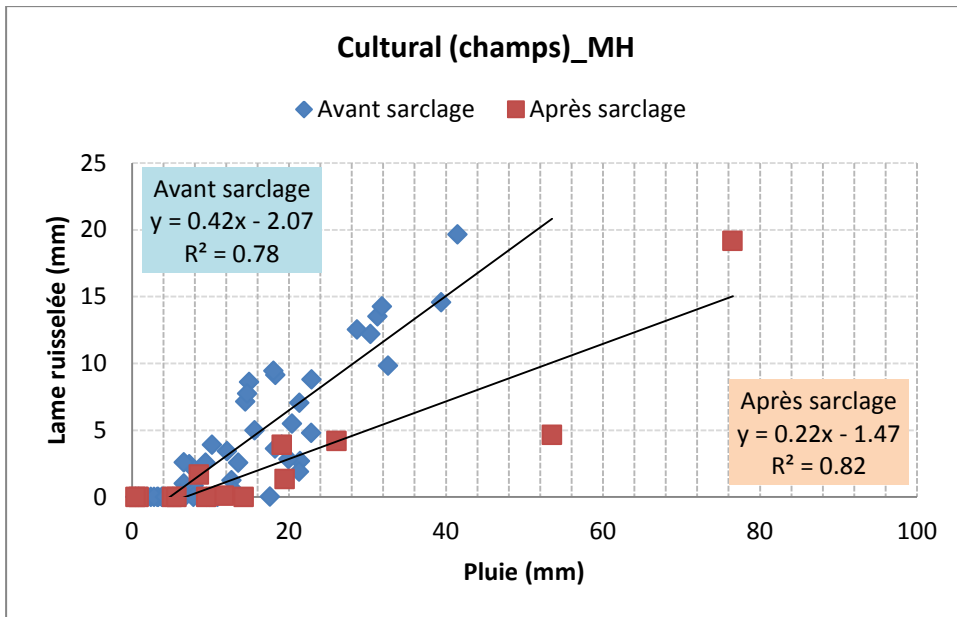
B2. Parcelles du site sédimentaire (mesures effectuées de 2005 à 2012)



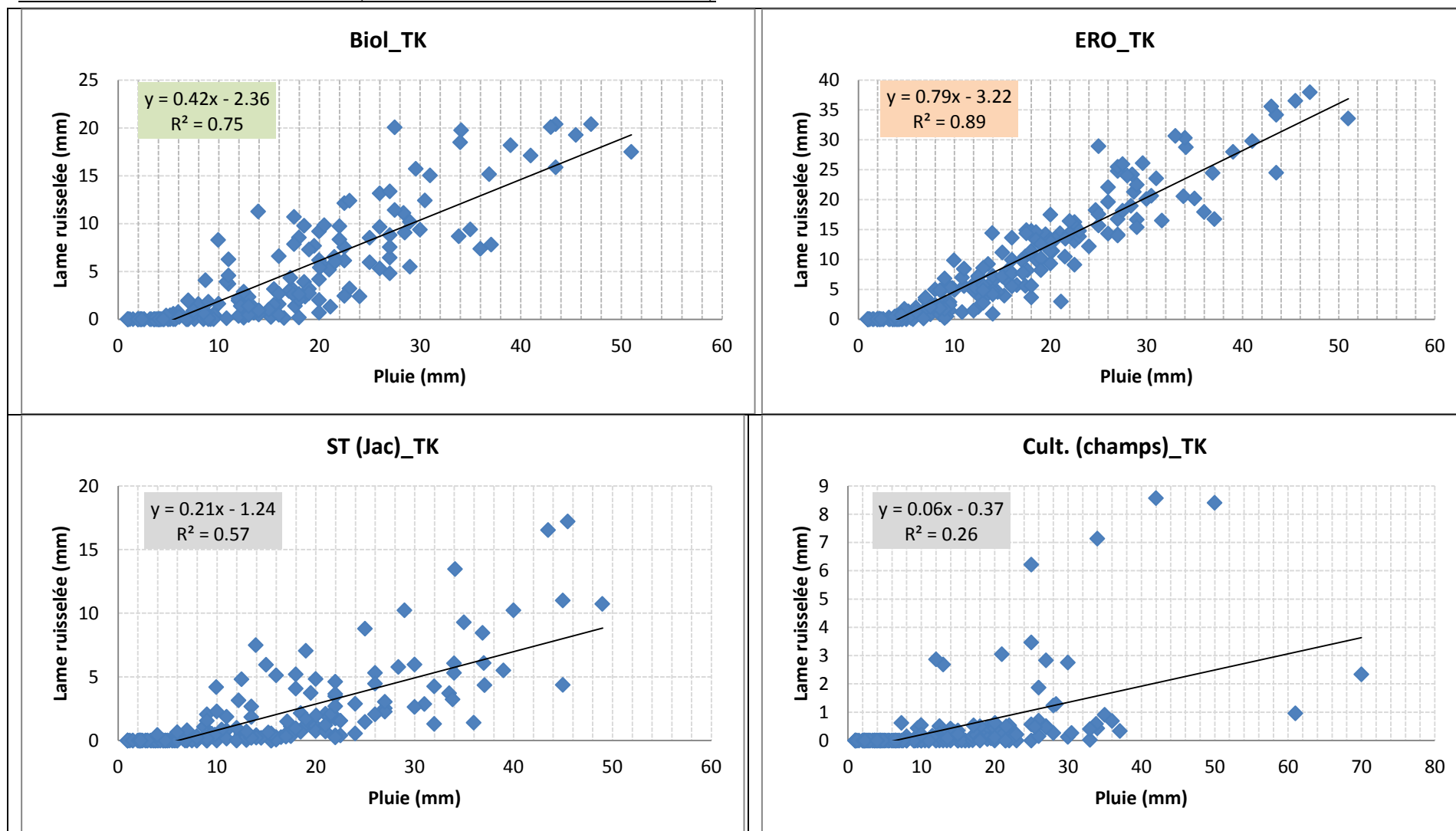
**Annexes C. Relation pluie-lame ruisselée sur les parcelles du ruissellement**

**C1. Parcelles du site cristallin (mesures effectuées de 2011 à 2013)**

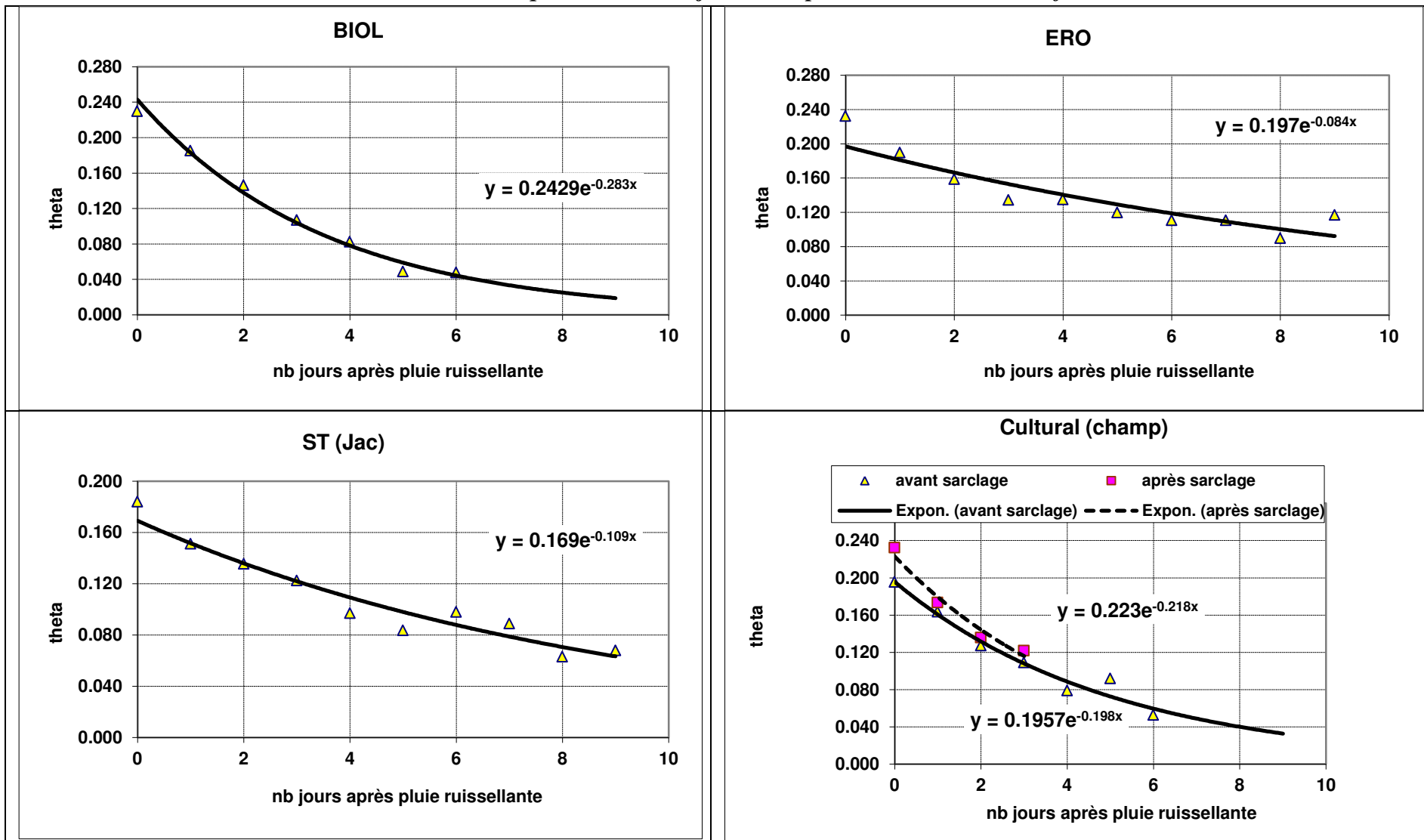




C2. Parcelles du site sédimentaire (mesures effectuées de 2005 à 2012)



*Annexe D. décroissance de la teneur en eau volumique au cours des jours sans pluies sur les états de surface en 2012 sur le site cristallin.*



### Annexe E. Hydrogrammes calculé et mesuré sur les bassins MH1 et MH2.

Les hydrogrammes calculés « hors kori » désignent les hydrogrammes déterminés sans prendre en compte le volume d'eau devant saturer les dépôts sableux de la ravine tandis que pour ceux désignés par « avec kori », l'écoulement commence après la saturation de la couche sableuse de la ravine principale.

