

UMII - LHM
Université de Montpellier II

Laboratoire d'Hydrologie et de
Modélisation

ORSTOM
Institut Français de Recherche
Scientifique pour le Développement en
Coopération

Laboratoire d'Hydrologie

D.E.A National d'Hydrologie
Filière : Gestion et Valorisation des Ressources en Eau

**MODELISATION DU RUISSELLEMENT
SUR DES CHAMPS DE MIL
CULTIVES DE FACON TRADITIONNELLE
(BIDI, BURKINA FASO)**

Présenté par

INJERONA Veloseheno Rachel

Le 28 septembre 1994 à Montpellier

Devant le jury :

C. BOCQUILLON (Président)

J.-M. LAMACHERE

M. MONIOD

**MODELISATION DU RUISSELLEMENT
SUR DES CHAMPS DE MIL
CULTIVES DE FACON TRADITIONNELLE
(BIDI, BURKINA FASO)**

SOMMAIRE

Introduction	1
Partie 1 A la découverte de Bidi au Burkina Faso	5
1 Quelques points de repère sur le Burkina Faso	7
2 Le climat	9
2.1 Les précipitations	10
2.1.1 Précipitations annuelles : variabilité interannuelle	
2.1.2 Précipitations mensuelles : variabilité inter-saisons	
2.1.3 Intensités pluviométriques	
2.2 Les températures et le rayonnement global	15
2.3 Le vent	16
2.4 L'évapotranspiration potentielle	16
3 La géologie et les sols	18
4 La végétation naturelle	20
5 L'agriculture et l'élevage : activités complémentaires ou concurrentielles ?	21
5.1 La population de Bidi et son évolution	21
5.2 Evolution des stratégies et des techniques culturelles	22
5.3 L'élevage	25
6 Conclusion	26
Partie 2 Etude du ruissellement et de l'infiltration à l'échelle de la surface élémentaire	27
1 Modélisation du ruissellement et de l'infiltration sous pluies simulées	29
1.1 La simulation de pluies et la modélisation empirique	29
1.1.1 Intérêt de la simulation de pluie	
1.1.2 Description du mini-simulateur de pluie utilisé	
1.1.3 La parcelle de mesure	
1.1.4 Analyse de l'hydrogramme de ruissellement	
- Phase d'imbibition	
- Régime transitoire	
- Régime d'écoulement permanent	
- Phase de vidange	
1.1.5 Modélisation empirique du ruissellement	
- Relations entre la pluie et la lame ruisselée	
- Relations entre l'intensité de pluie et l'intensité de ruissellement	
- Comparaison entre les relations obtenues en simulation de pluies	
- Utilisation des relations obtenues	
1.1.6 Modélisation de l'infiltration	
- Modèle de HILLEL	
- Interprétation expérimentale	
1.2 Les expériences de simulation de pluie dans la région de Bidi sur sols sableux fins après sarclage	39
1.2.1 Dispositif expérimental	
1.2.2 Protocole des mesures	
1.3 Analyse des données et modélisation empirique	41
1.3.1 Relations entre les lames ruisselées et les hauteurs de pluie	
- Modélisation par averse	
- Evolution des paramètres du modèle entre les différentes averses	

1.3.2 Relations entre les intensités de ruissellement et les intensités de pluie	
- Modélisation par averse	
- Rôle de la pédologie	
- Evolution des paramètres du modèle entre les différentes averses	
1.3.3 Intégration en fonction du temps des relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement	
1.3.4 Rôle de la croûte de surface	
1.4 Conclusion sur la modélisation du ruissellement sous pluies simulées.....	55
2 Modélisation de l'humectation des sols à l'échelle d'un profil pédologique.....	58
2.1 Bilan hydrique.....	58
2.1.1 Modélisation des transferts hydriques dans la zone non saturée : théorie	
- Transferts hydriques dans un sol	
- Approche "physique du sol"	
- Formalisme mathématique du bilan hydrique	
2.1.2 Etude de l'infiltration	
- Cas de l'infiltration verticale d'un sol	
2.2 Propriétés hydrodynamiques du site : le drainage interne sur la parcelle SAM3	
- Principes généraux	
- Le dispositif	
- Résultats du drainage interne	
2.3 Mécanisme du ressuyage sur SAM 3.....	68
2.4 Modèle proposé pour l'estimation de la teneur volumique en eau.....	71
2.4.1 Estimation des différents termes du bilan hydrique	
- Pluie	
- Ruissellement	
- Drainage profond	
- Evapotranspiration	
2.4.2 Mise en oeuvre du modèle	
- Premier cas : θ est supérieur à la capacité de rétention θ_{CR}	
- Deuxième cas : θ est compris entre le point de flétrissement et la capacité de rétention	
- Troisième cas : θ est inférieur au point de flétrissement	
2.4.3 Application du modèle à l'année 1988	
- Comparaison avec les mesures neutroniques en saison sèche (1988)	
- Estimation de θ en saison sèche (protocole de simulation de pluie)	
- Evolutions comparées de IK et θ	
2.4.4 Comparaison entre θ et l'indice d'humectation durant une saison humide	
- Humidités volumiques estimée et mesurée	
- Calcul de IK avec différents coefficients de calage α	
2.5 Conclusion sur la modélisation de l'humectation.....	81

Partie 3 Modélisation du ruissellement à l'échelle du versant

83

1 Présentation des parcelles agronomiques, site d'expérimentation.....	85
1.1 Le dispositif expérimental.....	85
1.2 Le dispositif expérimental agronomique et hydro-pédologique.....	86
1.3 Le dispositif pluviométrique.....	86
1.4 Le dispositif de mesure des ruissellements.....	87

2 Modélisation globale du ruissellement.....	88
2.1 Années sans impluvium.....	89
2.1.1 Parcelle témoin	
2.1.2 Parcelle aménagée	
2.2 Années avec impluvium.....	96
2.2.1 Parcelle témoin	
2.2.2 Parcelle aménagée	
2.2.3 Rôle de l'impluvium	
2.3 Conclusion sur la modélisation globale du ruissellement.....	103
3 Modélisation du ruissellement le long du versant.....	106
3.1 Le modèle du déversoir percé de BADER.....	107
3.1.1 Présentation du modèle	
3.1.2 Equations décrivant le fonctionnement hydraulique du modèle	
3.2 Utilisation du modèle.....	110
3.2.1 Détermination des paramètres du modèle	
- Caractérisation de l'aptitude à l'infiltration du sol	
- Caractérisation de la parcelle	
3.2.2 Application du modèle à la situation sans impluvium	
3.3 Conclusion sur la modélisation du ruissellement le long du versant.....	117

Conclusion générale

119

Annexes.....	
Annexe 1 : Simulation de pluies.....	127
1.1 Données de simulation de pluies sur parcelle SAM3 (année 1988).....	129
1.2 Visualisation des relations obtenues et influence de la croûte.....	137
Annexe 2 : Mesures neutroniques.....	143
2.1 Principe de l'étalonnage pour l'humidimètre à neutrons.....	145
2.2 Détermination de la teneur volumique en eau à certaines dates.....	147
2.3 Variation de l'humectation du sol pendant le drainage interne.....	150
Annexe 3 : Modélisation de l'humectation du sol.....	153
Annexe 4 : Ruissellement sur les parcelles agronomiques.....	157
4.1 Données pour années avec et sans impluvium.....	159
4.2 Caractérisation des principaux paramètres : graphiques obtenus et type de calcul pour les 10 premiers mètres le long du versant.....	175
Liste des tableaux.....	181
Liste des figures et illustrations.....	185
Glossaire.....	189
Références bibliographiques.....	193

INTRODUCTION

La zone soudano-sahélienne de l'Afrique de l'Ouest est une région climatique relativement sévère. Elle est caractérisée par une pluviométrie faible et très variable. La pluviosité interannuelle se situe entre 500 et 1000 mm. Moins que la faible pluviosité - il pleut davantage à Ouagadougou qu'à Paris - le principal problème pour l'Afrique soudano-sahélienne est l'irrégularité annuelle et interannuelle de la pluviométrie. Dans la zone tropicale sèche, l'unicité de la saison des pluies ne permet, sauf aménagement important pour l'irrigation, qu'une récolte par an. La forte irrégularité interannuelle augmente la probabilité d'apparition de saisons de pluies déficitaires et donc de récoltes mauvaises, voire nulles, pour certaines années sèches.

De plus, les sols pauvres en matière organique et mal protégés par une végétation peu développée, ont tendance, sous l'effet des fortes intensités, à subir des réorganisations de surface importantes qui limitent encore plus l'infiltration. La pratique culturale traditionnelle faisait que le sol était cultivé pendant un certain temps (3 à 5 ans) avant d'être abandonné pendant une période suffisamment longue pour restaurer sa fertilité (20 ans). La pérennité d'une telle agriculture suppose, bien entendu, une grande disponibilité en terres cultivables. Or, en zone soudano-sahélienne, les contraintes d'ordre socio-économique et démographique ont entraîné une forte pression sur les terres au cours des trois dernières décennies.

Le Burkina Faso appartient à cette zone avec une population qui croît au taux annuel moyen de 3 %, avec plus de 80 % de cette population vivant des activités agricoles. C'est surtout au nord du pays, où la pluviosité est plus faible et où l'agriculture et l'élevage se côtoient sans vraiment s'intégrer, que la pression sur les terres et la végétation est très forte. C'est le cas de la province du Yatenga, site de cette étude.

Une bonne connaissance du comportement des sols vis-à-vis des techniques culturales s'avère indispensable. L'eau apparaissant comme la principale condition d'accès à de meilleurs rendements, il est important de mieux connaître les termes du bilan hydrique, et par conséquent d'entreprendre des études systématiques sur l'ampleur des différents termes du bilan en eau des sols et la façon dont ils agissent sur la croissance des cultures. Cela aboutira en effet à une meilleure compréhension des propriétés physiques et hydrauliques des sols ainsi que des différents processus de mouvement de l'eau du sol (infiltration, redistribution, drainage, évaporation, extraction racinaire). Dans ce domaine, le mini-simulateur de pluies, utilisé par l'ORSTOM depuis une dizaine d'années, a fait ses preuves en tant qu'instrument de terrain permettant la reproduction d'averses à intensités variables, proches des averses naturelles, sur les parcelles de 1 mètre carré. La mesure concomitante des débits ruisselés à l'aval de ces parcelles, permet de faire une description précise de leur aptitude au ruissellement. Les mesures d'humidité et de charge hydraulique, couplées avec l'utilisation du simulateur de pluies, permettent une description de leur aptitude à l'infiltration dans la gamme des humidités couramment observées.

Cette étude s'inscrit dans le contexte de réflexion des hydrologues et des agronomes de l'ORSTOM sur la gestion des ressources en eau superficielle pour les besoins de l'agriculture pluviale dans les zones arides ou semi-arides, écologiquement très instables du Sahel. Dans la zone sahélienne, les sols nus, et plus particulièrement les sols cultivés, dénudés par les labours et les sarclages, sont soumis à un encroûtement partiel ou généralisé dont l'effet sur le ruissellement a été mis en évidence par l'utilisation du simulateur de pluies.

Le mémoire, qui suit l'ordre du travail effectué, comporte trois parties.

La première partie est consacrée à la description de la région de Bidi, province du Yatenga, en abordant les caractéristiques géographiques, climatiques, et géologiques, ainsi que la présentation de la végétation naturelle, de l'agriculture et de l'élevage.

La deuxième partie du travail porte sur l'étude, à l'échelle de la surface élémentaire (parcelle de 1 mètre carré), du ruissellement et de l'infiltration. Les résultats issus de protocoles de simulation de pluie, et de mesures d'humidité volumique dans le sol, sont la base de la modélisation.

La troisième partie traite de la modélisation, cette fois-ci à l'échelle du versant, c'est-à-dire sur les parcelles agronomiques, du ruissellement. La parcelle aménagée ainsi que la parcelle témoin, cultivées sur des surfaces de 3000 m², seront étudiées, dans deux situations différentes (en présence ou non de l'impluvium amont imperméable).

En conclusion de cette étude, nous présenterons les principaux résultats obtenus par la modélisation du ruissellement et de l'infiltration à l'échelle du mètre carré et de quelques milliers de mètres carrés sur un versant sahélien cultivé en mil.

PARTIE 1

A LA DECOUVERTE DE BIDI AU BURKINA FASO

1 Quelques points de repère sur le Burkina Faso

Au centre de la boucle du Niger, le Burkina Faso étale, sur 274 200 km², son territoire dépourvu de haut relief. Il s'agit en effet d'un pays plat : l'écart entre les altitudes extrêmes est inférieur à 600 mètres. L'altitude moyenne ne dépasse pas 400 mètres et près de la moitié du pays se situe entre 250 et 350 mètres (voir figure 1).

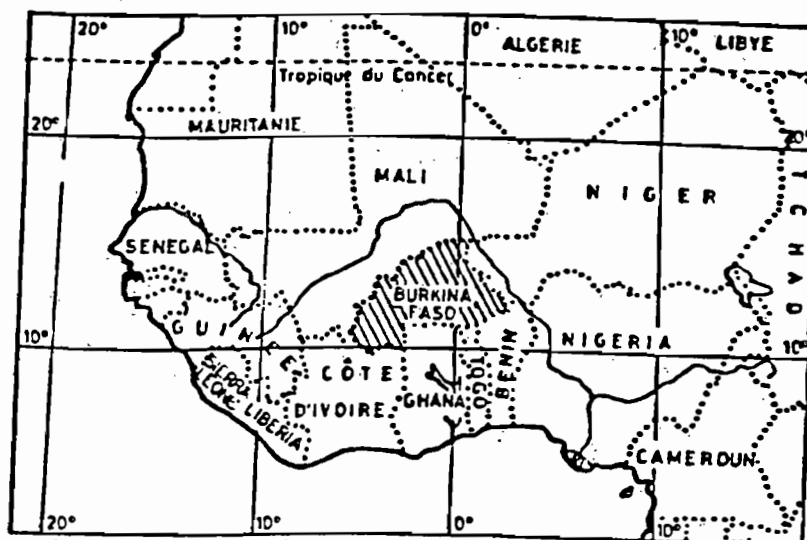


Figure 1 : Carte de situation du Burkina Faso

Le pays a connu une histoire mouvementée. La longue histoire des royaumes Mossi se déroule sur près d'un millénaire depuis leur fondation vers le XII^e siècle, jusqu'à la colonisation française à la fin du siècle dernier. Ils connurent leur apogée au XV^e siècle, avec une organisation intérieure, une stabilité politique et une supériorité militaire qui leur permirent de résister aux assauts des guerriers ennemis. Rattaché en 1904 à la colonie du Haut-Sénégal-Niger, le Burkina Faso devint colonie en 1919, fut morcelé en 1932 entre le Mali, le Niger et la Côte d'Ivoire, et recouvra son autonomie et ses frontières en 1947. Le pays, indépendant depuis le 5 Août 1960, fut d'abord appelé la Haute-Volta, avant d'être rebaptisé le 4 août 1984 Burkina Faso.

La faible productivité de l'agriculture vivrière, la faible valeur commerciale (l'or excepté) des produits exportables, agricoles ou non, l'infime développement de l'industrie, expliquent, en partie, le bas niveau de vie des Burkinabé. En effet, les principaux produits d'exportation actuellement sont le coton et l'or. L'agriculture et l'élevage sont les plus importantes ressources du pays. Le pays est surpeuplé par rapport à ces ressources, si bien qu'il se produit un important flux migratoire vers les plantations et les villes côtières du Ghana et de la Côte d'Ivoire. Ce flux d'émigration dépasse 400 000 personnes chaque année, dont plus de 100 000 ne reviennent plus.

Le site de notre étude est Bidi, un gros village du Yatenga, province semi-aride du Nord-Ouest du Burkina Faso. Il est situé à une quarantaine de kilomètres au Nord de Ouahigouya, capitale provinciale, entre $13^{\circ} 50'$ et $13^{\circ} 55'$ de latitude Nord et les méridiens $2^{\circ} 20'$ et $2^{\circ} 40'$ de longitude Ouest. (voir figure 2)

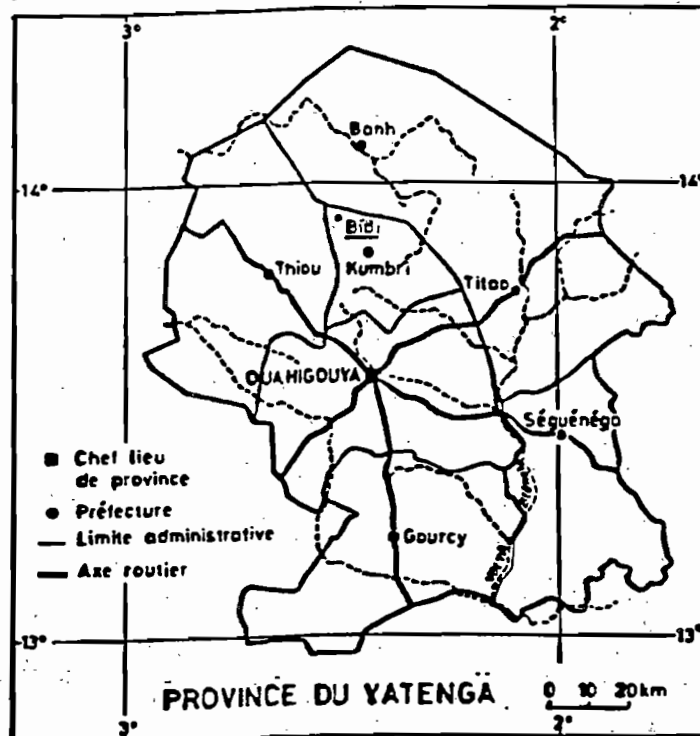


Figure 2 : Cartes de situation de Bidi, la zone d'étude

2 Le climat

La circulation générale de l'atmosphère au dessus du Burkina Faso, comme dans l'Afrique de l'Ouest, dépend à la fois des hautes pressions tropicales et de l'équateur météorologique dont les migrations saisonnières déterminent les caractéristiques des flux d'air et les types de temps.

En saison sèche :

L'équateur météorologique, sous l'influence puissante des anti-cyclones des Açores et du Sahara, migre vers le sud jusqu'à la latitude de 4° Nord. Se mettent en place deux circulations d'alizés aux caractères différents, impulsés par les deux anti-cyclones et qui vont commander le temps pendant la saison sèche qui dure de quatre mois dans le sud jusqu'à sept mois dans le nord du pays. Ainsi, à Bidi, la saison sèche a lieu de novembre à mai.

- L'alizé maritime est issu de l'anticyclone des Açores. De direction nord à nord-ouest, il est humide, frais et parfois froid avec une faible amplitude diurne des températures. Cet alizé maritime est responsable de l'humidité déposée sous forme de rosée et des journées très claires de saison sèche.

- L'harmattan, de direction est à nord-est dominante, est l'alizé continental saharien. Il se caractérise par une grande sécheresse, des amplitudes thermiques très accusées : frais la nuit, chaud ou torride le jour.

En saison des pluies :

La circulation aérienne s'inverse et prend une orientation sud-ouest. L'Afrique de l'Ouest est alors envahie par le "flux de mousson". Ce "flux de mousson" résulte en fait de l'alizé issu de l'anticyclone de Sainte-Hélène et dévié par la force de Coriolis en franchissant l'équateur. Son parcours maritime l'a chargé d'un grand potentiel d'eau précipitable. Son influence se fait sentir sur toute la zone intertropicale de mai à octobre pour les régions les plus méridionales, et de juillet à septembre pour la frange la plus au nord. Lorsque l'air de mousson est assez haut, on observe des pluies régulières et moins intenses. Cette saison humide comporte elle-même une période chaude (juin et octobre), durant laquelle la pluviométrie est assez réduite et mal-répartie dans le temps, ainsi qu'une période allant de juillet à septembre où les précipitations sont abondantes et fréquentes. A Bidi, la saison des pluies s'étale de juin à octobre (voir figure 3).

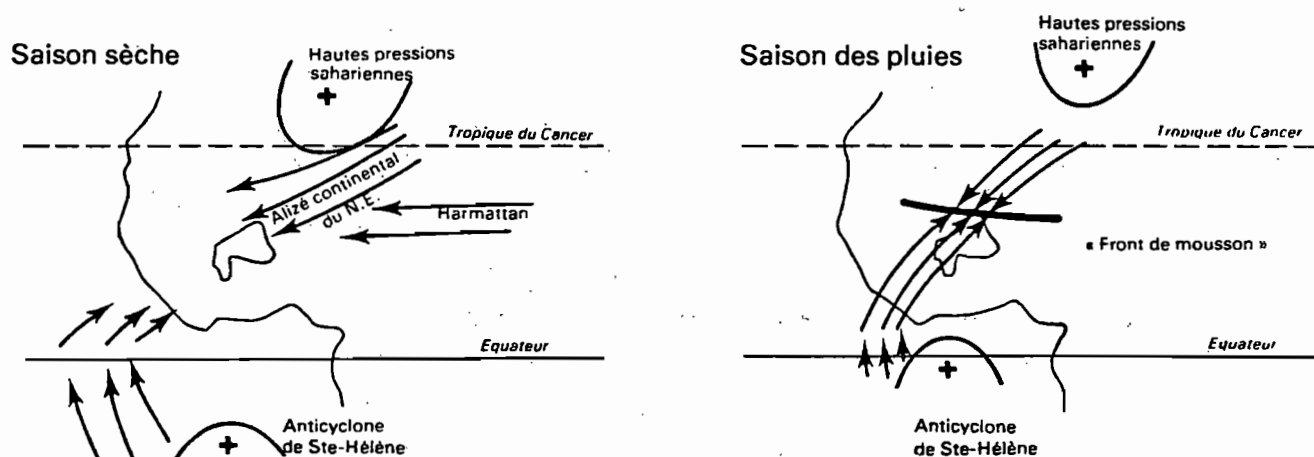


Figure 3 : Circulation des masses d'air au-dessus du Burkina Faso

2.1 Les précipitations

La province du Yatenga est soumise :

- à un climat sahélien au Nord : la pluviométrie caractéristique du climat est inférieure à 650 mm,
- et à un climat nord-soudanien au Sud, avec une pluviométrie comprise entre 650 et 1000 mm.

Cela explique le vocable " soudano-sahélien " pour caractériser le climat de cette province, ainsi que celui de Bidi.

2.1.1 Précipitations annuelles : variabilité interannuelle

Tous les chercheurs ayant travaillé dans l'Afrique soudano-sahélienne ont constaté une diminution des totaux annuels de pluie depuis 1968. A titre d'exemple, la moyenne mobile sur un pas de 15 ans établie par SERPANTIE et al (1987) indique 750 mm d'eau de pluie pour Ouahigouya avant 1968, et 540 mm pour la période 1968-1985. Les 750 mm de pluie correspondraient à 725 mm pour Bidi, situé à 40 km au Sud de Ouahigouya. On observe alors, à partir de 1968, une réduction de l'ordre de 200 mm de la pluviosité de la région. Cette tendance est parfaitement illustrée par la figure 4 réalisée par MIETTON (1988) qui, à partir d'une moyenne mobile d'un pas de 5 ans, souligne la tendance à la baisse des quantités de pluies tombant annuellement. Il signale la campagne 1983 comme étant celle au cours de laquelle la baisse a atteint son maximum, avec un déficit record de -47 % à Ouahigouya. Si l'on se réfère à la moyenne de la période 1983-1987, qui est de 443 mm à Ouahigouya et de 375 mm à Bidi, l'on est tenté de dire que la tendance à la baisse de la pluviosité se maintient. Le climat local traverse donc une phase sèche qui lui donne actuellement un caractère sahélo-soudanien, voire même sahélien.

La variabilité des précipitations est importante. Entre 150 et 250 mm séparent les années humides des années sèches à Ouahigouya. A Bidi, ces totaux pluviométriques sont inférieurs de 50 mm en année sèche, et de 50 à 100 mm en année humide.

La moyenne pluviométrique annuelle à Bidi entre 1985 et 1989 a été de 475 mm, valeur qui varie énormément d'une année sur l'autre, aussi bien dans le temps que dans l'espace. La pluviométrie de 1988 est supérieure à celle de 1985 de 57 %, ce qui correspond à une différence de 200 mm.

Par contre, les années 1991 et 1992 semblent ne plus appartenir à la phase sèche observée depuis ces quelques décennies. A Ouahigouya, on a en effet mesuré respectivement 680 et 683 mm de pluies annuelles. Ces deux années resteront-elles isolées au sein d'une phase sèche plus longue, ou sont-elles le début d'une nouvelle période plus humide ? Des observations pluviométriques plus récentes sur la station météorologique, installée à Bidi depuis 1985, permettront de répondre à cette question.

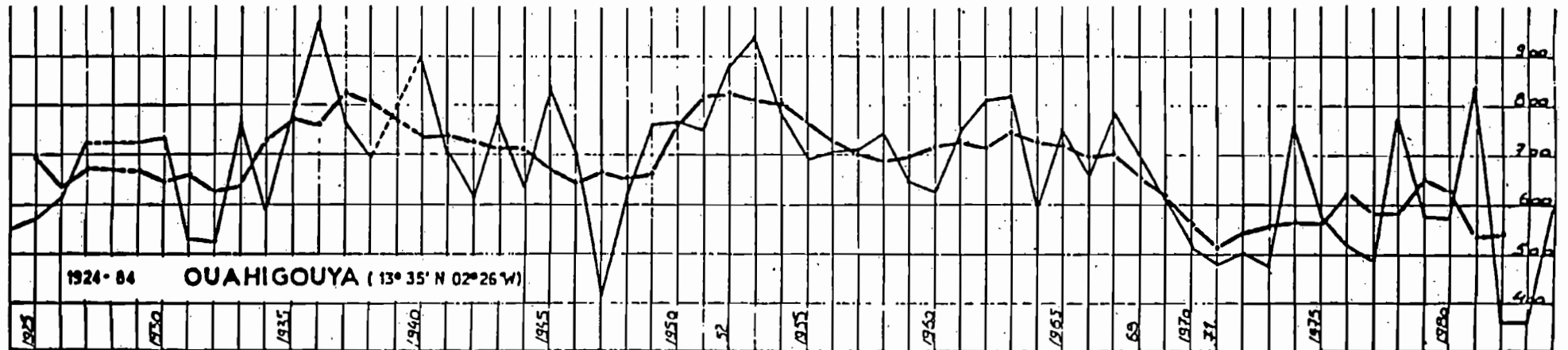


Figure 4 : Tendence des précipitations. Moyennes mobiles annuelles à Ouahigouya.

2.1.2 Précipitations mensuelles : variabilité inter-saisons

La variabilité des pluies mensuelles a été particulièrement forte pour les mois d'août et septembre sur la période 1985-1990, puisque le maximum a été observé en août 1988 avec une valeur de 327,5 mm et le minimum en août 1990 avec une valeur de 53,1 mm. Les mois de juin et juillet présentent des écarts interannuels beaucoup plus faibles. La figure 5, qui représente l'analyse fréquentielle décadaire des précipitations, montre que la sahéliisation du climat affecte la période s'étalant de mi-juillet à mi-septembre, si bien que sur la décennie 71-87, les pluies sont moins abondantes en saison humide que sur la période 50-70.

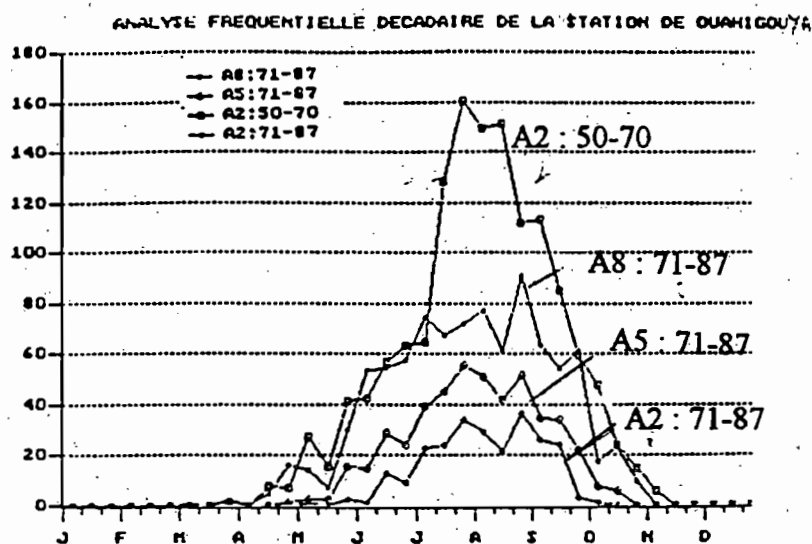


Figure 5 : Analyse fréquentielle décadaire des précipitations à Ouahigouya, pour la période 1950-1970 (2 années sur 10) et pour 1971-1987 (2, 5 et 8 années sur 10)

En 1987, au mois d'août, le mois le plus pluvieux de l'année, il a plu 90 mm contre 202 mm en moyenne tandis qu'un écart annuel de 265,2 mm a été mesuré entre deux pluviomètres distants d'environ 10 km. On voit donc l'importance de cette variabilité spatiale et temporelle de la pluviométrie.

Tableau 1 : Pluviométries mensuelles en mm. Station climatologique de BIDI-NAYIRI région

Année	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	nov.	dec.
1985	0	0	0	-	0.5	27.5	114.6	169.3	36.6	4.1	0	0
1986	0	0	0	0	5.8	55.0	165.7	140.1	112.2	22.2	0	0
1987	0	0	0	0	0.5	38.2	116.3	90.1	168.8	4.5	0	0
1988	0	0	0	38.6	1.0	31.1	102.0	327.5	41.3	10.6	0	0
1989	0	0	0	0	0.8	46.5	144.8	287.5	43.4	29.3	0	0

2.1.3 Intensités pluviométriques

Afin d'avoir un ordre d'idée du type de précipitations observées à Bidi, le tableau 2 représente les intensités de pluie décennales à Bidi et à Paris (Parc Montsouris).

Tableau 2 : Intensités maximales observées dans la région de BIDI en mm/h et à Paris (Parc Montsouris) (les données sur Paris viennent de GRISOLLET, 1948).

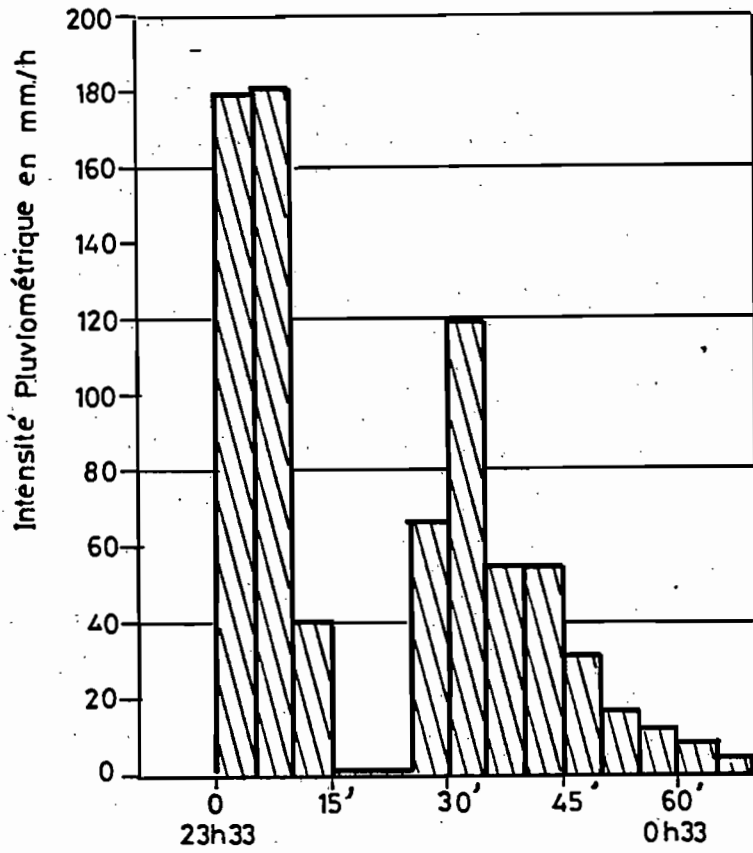
Durée	Région de Bidi (LAMACHERE, 1993)	Y. Brunet-Moret (1963)	Durée	Paris Montsouris (GRISOLLET, 1948)
	Période de retour 10a	Période de retour 10a		Période de retour 10a
5'	-	150	5'	151
10'	125	120	10'	115
15'	105	107	15'	98
20'	90	96	20'	82
30'	74	80	30'	44
45'	60	67	40'	37
60'	52	58	50'	31
24h	70	69	23h	-

A Bidi, comme dans la plupart des régions de l'Afrique sahélienne, l'absence d'eau ou son insuffisance constitue un des principaux facteurs limitants du développement. Le principal problème n'est donc pas lié à la faible pluviosité, mais résulte de l'irrégularité annuelle et interannuelle de la pluviométrie.

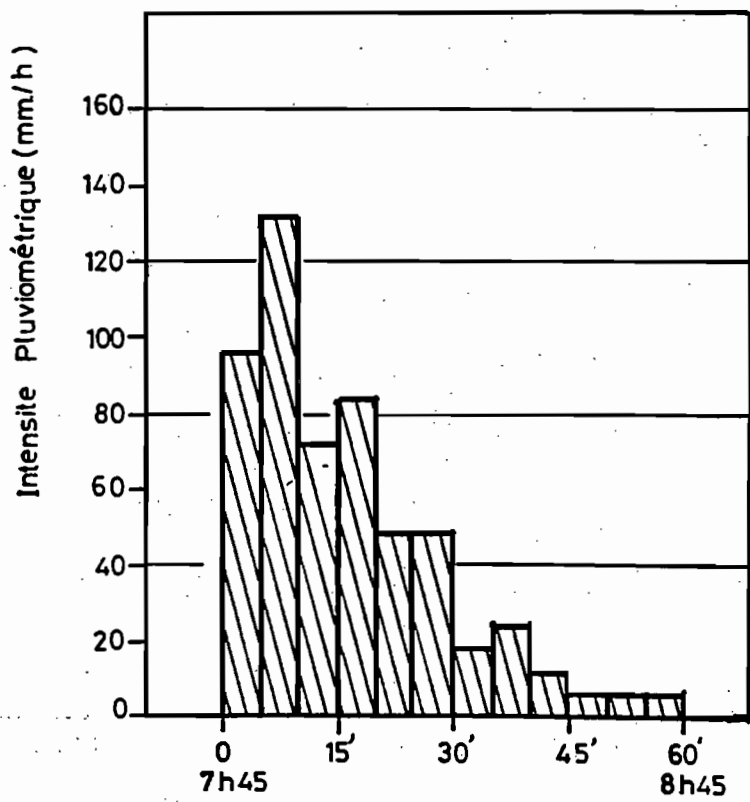
Répartition temporelle des intensités

Les hyétoigrammes des averses les plus fortes observées aux postes de Bidi-Nayiri et Bidi-Samniweogo sont dessinés sur la figure 6. L'averse du 07/07/92 observée à Bidi-Samniweogo se présente en deux corps séparés par un intervalle de 10 minutes, la première partie de l'averse étant exceptionnellement forte avec un corps d'averse de 33,6 mm en 15 minutes. L'averse du 23/05/92, observée à Bidi-Nayiri, est plus classique dans sa forme. Le corps de l'averse, limité aux intensités supérieures à 10 mm/h, totalise 44 mm en 45 minutes.

Figure 6 : Deux hyétogrammes d'averses à Bidi



Averse du 07/07 au 08/07/92 à SAMNIWEOGO



Averse du 23/05/1992 à BIDI - NAYIRI

2.2 Les températures et le rayonnement global

Comme partout ailleurs dans les pays soudano-sahéliens, l'évolution des températures au cours de l'année laisse apparaître des périodes chaudes et des périodes relativement fraîches.

A Bidi, on vit deux périodes de chaleur :

- l'une a lieu de mars à juin, soit en fin de saison sèche et en début de saison humide. La moyenne des températures maximales est de l'ordre de 41,2°C
- en octobre, c'est-à-dire à la fin de la saison pluvieuse, la moyenne des maxima est de 38°C, alors que la moyenne des minima est de 26°C.

Les températures les plus basses se présentent en décembre et janvier : la moyenne des minima se situe alors entre 12,9 et 14,8°C. La période fraîche comporte également les mois de juillet à septembre, ainsi que celui de novembre, en raison de la baisse de maxima bien que les minima restent assez élevés au cours de ces quatre mois.

L'ensoleillement, quant à lui, suit de toute évidence l'année solaire. Le maximum d'ensoleillement correspond à l'arrivée de l'été fin mai. Cependant, l'arrivée des fronts nuageux du golfe de Guinée entraîne une chute brutale de l'ensoleillement moyen journalier dès le début du mois de juin, le rayonnement global étant minimum en août. Cet ensoleillement augmente à nouveau avec la fin de la saison des pluies courant octobre. (voir figure 7)

"Sur l'ensemble de l'année le rayonnement est élevé. Il joue un rôle très important dans ces régions car il intensifie le pouvoir évaporant de l'air et détermine ainsi une partie du bilan hydrique " (GROUZIS 1987 in TRAORE).

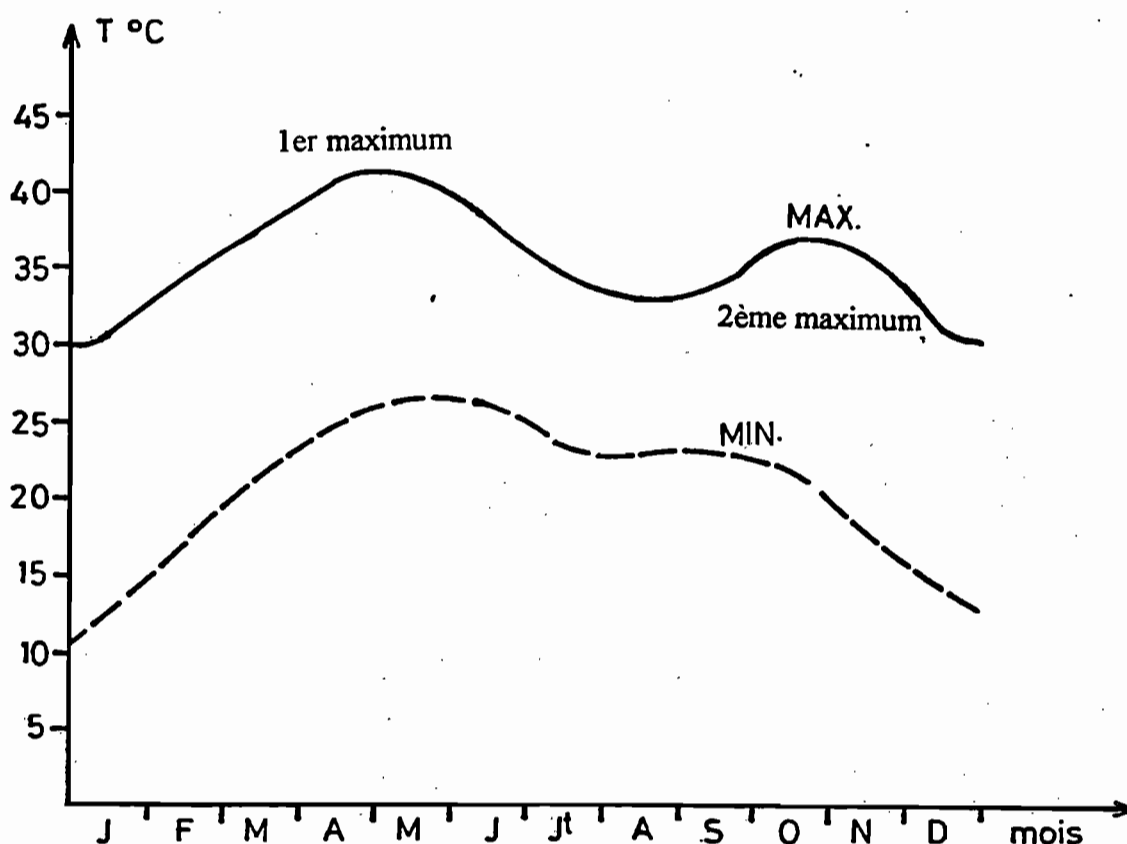


Figure 7 : Variations annuelles des maxima (max) et des minima (min) de la température de l'air

2.3 Le vent

Les vents locaux sont assujettis de façon étroite à la circulation atmosphérique générale. Les masses d'air sec d'est et du nord-est s'installent à partir du mois d'octobre et se maintiennent jusqu'en avril, avec une nette domination en décembre et en janvier. Ces vents, couramment appelés harmattan, accentuent le déficit de saturation de l'air et sont responsables des transports de particules fines pendant la saison sèche. Leur vitesse varie entre 1,1 et 2 mètres par seconde.

De mai à septembre, ce sont les vents humides de secteur sud-ouest (mousson) qui sont les plus influents. Leur vitesse moyenne atteint 2,5 mètres par seconde en juin. A l'occasion de passage de lignes de grains, ils peuvent atteindre des vitesses de 20 à 30 mètres par seconde sur des périodes relativement courtes, tout en changeant radicalement d'orientation et en suivant le déplacement de la ligne de grains (orientation est à nord-est).

2.4 L'évapotranspiration

Précisons d'abord les différents types d'évaporation.

Il existe une valeur potentielle de l'évaporation qui est l'évaporation maximale possible, imposée par le climat, si l'offre réelle au niveau des surfaces est non limitante. On parle alors de EP, **demande climatique** théorique (toute surface est supposée saturée au sommet du couvert), et de Epc, demande climatique d'une culture (déterminée après la pluie ou l'irrigation quand toutes les surfaces sont mouillées). Ce premier concept ne prend en compte que l'effet du climat et de l'interaction surface-atmosphère, et annule l'effet du sol et de la plante.

Les agronomes ont introduit une évaporation potentielle moyenne de différentes cultures, d'où le terme d'**évapotranspiration potentielle** ETP. Elle est généralement déterminée à partir de la formule de PENMAN. Pour une culture particulière, l'**évapotranspiration maximale** ETM peut être inférieure ou supérieure à l'ETP ainsi définie. Cette notion d'ETM considère l'effet du climat et de la plante, sans tenir compte de l'influence du sol.

L'**évapotranspiration** ET ou ETR est la valeur réelle des pertes. Elle dépend :

- du climat et de la structure (rugosité) de la surface ;
- de la plante et de ses surfaces d'échange ;
- de son fonctionnement selon les possibilités d'offre (état du sol à la capacité au champ et système racinaire fonctionnel).

Ainsi, selon le fonctionnement stomatique de la culture, l'évapotranspiration pourra en fait être réduite par rapport à l'évapotranspiration maximale, d'où :

$$ETR < ETM \ll EPc < EP$$

Comme il s'agit de la valeur réelle des pertes, c'est cette ETR qui constitue l'intérêt principal de l'agronome. On utilise plus communément la notion d'évapotranspiration maximale de référence, qui correspond aux pertes en eau d'une culture bien irriguée, dont le sol est maintenu au voisinage de la capacité au champ. Pour une culture donnée, elle est obtenue en multipliant ETP par un coefficient cultural qui dépend de la plante et de son stade de développement.

L'évaporation d'un plan d'eau évolue au cours de l'année en suivant globalement la température (tableau 3). Elle connaît son maximum en avril (15,35 mm/j). Toutefois, son minimum s'observe en août (6,9 mm/j) au lieu de décembre ou janvier (période fraîche) comme on aurait pu s'y attendre. Elle favorise le dessèchement (rapide) des points d'eau et donc les regroupements importants autour des retenues d'eau les plus importantes.

Tableau 3 : Moyennes mensuelles (1985-1989) de l'évaporation de la station de Bidi (mesures au bac enterré de type Colorado)

Mois	jan.	fev.	mars	avr.	mai	juin	juil.	août	sept.	oct.	nov.	dec.
Evaporation journalière en mm/j	8.7	10.8	13.15	15.35	14.2	11.2	9.4	6.9	7.3	8.9	9.5	8.8

Le tableau 4 donne un exemple de l'ETP PENMAN estimée à la station de Bidi-Nayiri en 1989. Il montre que la demande évaporative annuelle (ETP PENMAN) atteint en moyenne 1900 mm avec un maximum (200 mm) en mai et juin (début de saison des pluies), et un minimum en janvier (130 mm).

Tableau 4 : ETP Penman à Bidi-Nayiri en 1989

1 E.T.P Penman en mm ANNEE : 1989 1200003758 BIDI-NAYIRI

Jo	Janvi	fevri	Mars	Avril	Mai	Juin	Juill	Aout	Septe	Octob	Novem	Decemb	Jo
1	5.2	6.3	6.2	6.4	6.4	8.6	7.2	4.1	6.4	5.2	5.4	4.9	1
2	4.8	5.8	7.4	6.0	6.7	9.5	6.9	6.0	5.8	7.5	5.6	5.5	2
3	4.7	5.0	6.6	6.1	7.3	8.9	7.9	7.5	6.2	5.4	4.9	3.9	3
4	5.1	5.2	5.6	7.1	6.7	7.1	6.8	6.2	4.8	4.1	5.3	4.5	4
5	5.7	5.0	5.9	6.9	7.5	8.4	4.8	2.7	4.6	6.0	5.5	4.9	5
6	5.3	4.6	5.6	7.8	8.2	8.1	7.1	4.6	6.7	5.1	5.4	4.0	6
7	4.6	4.8	4.8	7.2	7.6	8.7	8.2	6.6	4.7	6.2	5.6	3.8	7
8	4.7	5.1	5.8	7.1	7.7	7.9	9.7	5.7	3.7	6.5	5.7	4.4	8
9	4.7	5.4	5.7	6.7	8.3	9.4	4.5	4.4	4.2	6.0	5.9	4.3	9
10	4.7	5.7	5.5	6.9	7.6	6.1	5.9	6.9	5.0	5.7	5.2	4.7	10
11	4.3	5.0	5.5	7.9	7.9	7.8	3.5	4.6	6.3	5.9	5.2	4.7	11
12	4.3	5.9	6.0	7.5	8.0	7.9	7.1	4.9	6.9	6.7	5.5	3.9	12
13	4.2	6.4	6.2	6.5	7.6	8.1	5.6	6.6	6.6	6.3	5.3	4.4	13
14	4.2	6.8	6.6	5.9	8.9	8.7	6.9	4.9	6.7	6.5	5.1	4.5	14
15	4.0	6.3	5.4	6.7	6.5	7.4	7.6	4.5	6.7	5.7	5.1	4.8	15
16	4.0	6.0	5.8	6.4	6.8	7.6	7.4	5.9	7.2	5.5	5.1	4.8	16
17	4.3	6.4	6.7	6.3	6.9	8.1	6.4	5.3	7.4	6.3	5.3	4.5	17
18	4.6	6.2	3.7	6.9	7.6	8.6	6.7	6.0	5.1	4.6	4.9	4.3	18
19	4.6	6.4	6.2	7.3	8.2	7.7	7.3	4.7	7.0	5.5	5.0	5.0	19
20	4.5	6.0	6.5	5.4	7.6	8.7	6.4	5.4	7.0	5.7	5.1	5.1	20
21	4.8	5.6	6.9	7.3	8.2	8.9	5.8	5.4	6.0	5.3	5.0	4.9	21
22	4.7	5.1	8.0	6.5	7.8	5.8	7.7	5.2	6.6	5.1	5.1	4.4	22
23	4.5	5.0	7.8	7.0	6.8	8.2	5.6	6.4	6.3	6.3	5.0	4.4	23
24	4.5	4.8	6.4	6.9	6.9	5.7	6.8	6.4	5.3	4.3	5.0	3.4	24
25	5.3	5.3	5.5	7.4	7.8	7.3	7.1	4.5	6.8	5.2	5.2	3.9	25
26	5.2	5.5	6.5	7.8	8.8	7.1	7.3	5.7	7.6	5.5	5.2	3.9	26
27	5.7	5.7	5.9	8.8	9.0	5.9	7.0	6.2	6.1	5.4	4.8	3.7	27
28	4.9	5.8	6.3	7.1	8.0	7.3	6.8	6.8	6.9	5.3	4.9	3.3	28
29	5.0		7.1	6.7	8.7	7.5	5.6	5.5	7.2	5.2	5.1	4.2	29
30	4.9		7.6	6.4	9.1	6.1	7.8	7.0	6.7	5.5	5.3	3.5	30
31	5.3		6.8		8.7		6.3	5.5		5.5		5.1	31
1	4.9	5.3	5.9	6.8	7.4	8.3	6.9	5.5	5.2	5.8	5.4	4.5	
2	4.3	6.1	5.9	6.7	7.6	8.1	6.5	5.3	6.7	5.9	5.2	4.6	
3	5.0	5.3	6.8	7.2	8.2	7.0	6.7	5.9	6.6	5.3	5.1	4.0	
Moy	4.8	5.6	6.2	6.9	7.7	7.8	6.7	5.6	6.2	5.6	5.2	4.4	

MOYENNE ANNUELLE : 6.05

3 La géologie et les sols

Les régions intertropicales de l'Afrique de l'Ouest, entre 500 et 1000 mm de pluviométrie interannuelle, sont caractérisées par des altérations épaisses s'intercalant entre la surface et la roche saine : de quelques mètres en régions sèches, elles atteignent une cinquantaine de mètres en régions humides.

Le bouclier ouest-africain est constitué de roches granitiques ou sédimentaires métamorphisées du précambrien moyen et inférieur. Il s'agit d'un vieux socle pénéplané dont l'altitude ne dépasse pas 500 mètres. Selon SERPANTIE et al (1988), le terroir de Bidi est situé au centre d'une étendue granitique, qui relie en pente douce les collines et tables cuirassées de Koumbri au sud-est de la localité, à la dépression de la plaine du Gondo au nord-ouest. Cette dernière est couverte de formations dunaires érodées de l'erg ancien qui sont orientées est-ouest.

Cette unité géomorphologique de pénéplaine a connu au tertiaire des processus d'altération et de cuirassement survenus sous climat chaud et humide. Ces processus auraient été intercalés de mouvements tectoniques de fracturation et de phénomènes érosifs produisant des entailles. L'interaction de ces différents processus a provoqué une ondulation de faible amplitude du paysage. En conséquence, le relief local est une succession d'interfluves, peu étendus, séparés par des axes d'écoulement. La figure 8 montre l'agencement des unités du paysage le long d'un versant comme celui dont la toposéquence est représentée. La coupe allant de haut en bas de ce versant type laisse apparaître quatre unités de paysage :

- les sommets d'interfluve¹
- le haut-versant
- le bas-versant
- le bas-fond.

Les parcelles de Samniweogo, le site de notre étude, se situent au niveau du **haut-versant sableux**. Le bassin versant de Samniweogo marque, en partie, la limite ouest de la zone granitique de Bidi. Ce bassin versant de 3 km² s'appuie au Sud sur un relief granitique peu accentué, dont on observe deux chicots témoins à l'amont, avec leurs arènes sableuses grossières. Le bassin, asymétrique, s'oriente d'amont en aval du Sud au Nord, selon un axe structural qui préside à l'orientation SE-NW du talweg principal ou bas-fond.

Le haut-versant est la partie topographiquement située en dessous des sommets d'interfluves et qui regroupe :

- les zones sans induration sous-jacente ("fenêtres"). Cette sous-unité porte une végétation arbustive appelée brousse tigrée, caractérisée par une alternance de bandes boisées "para-isohypses" et des bandes de sol nu encroûté ou gravillonnaire. Ces zones sont couvertes de sols squelettiques.

- les zones avec induration (haut-versant sableux) localement recouvertes de dépôts sableux à épaisseur variable. L'amont de cette partie sert uniquement de parcours tandis que l'aval joue un rôle agro-pastoral. A cause de la différence qui existe entre les formations pédologiques respectives de ces deux sous-unités, elles ne présentent pas la même "physionomie".

Le haut-versant sableux est la moitié aval du haut-versant, la zone de culture du mil, la plus proche des zones dégradées. Elle comporte une carapace sous-jacente que recouvre un sol sableux peu épais. Elle est caractérisée par l'existence de nombreuses "plages sableuses,

¹ interfluve : relief séparant deux vallées.

contrastant avec des surfaces de sol nu qui sont recouvertes d'une croûte d'érosion. Sur les champs en exploitation se juxtaposent des "placages" sableux à croûte structurale peu perméable et des zones décapées à pellicules d'érosion imperméables.

L'installation de quatre cordons pierreux isohypses de 50 mètres de long, distants de 20 mètres, sur un site non cultivé et très dégradé, a permis la constitution d'une bande sableuse enherbée, large de 3 mètres avec des repousses d'arbustes (*Combretum micranthum*, *Guiera senegalensis*).

Sur les champs cultivés, un aménagement en diguettes a favorisé l'accroissement local de l'épaisseur du sol à l'amont des ouvrages antiérosifs permettant de meilleurs rendements en 1985, 1986 et 1987.

En parcourant la toposéquence, on constate que les zones les plus dégradées se rencontrent en amont, avec une granulométrie assez forte et une épaisseur de sol meuble très faible, voire nulle. Puis, plus en aval, la granulométrie s'affine, si bien que, à proximité du bas-fond, l'on se rapproche des limons. L'épaisseur de sables augmente également, passant d'une épaisseur inférieure au mètre à une épaisseur atteignant rapidement deux mètres.

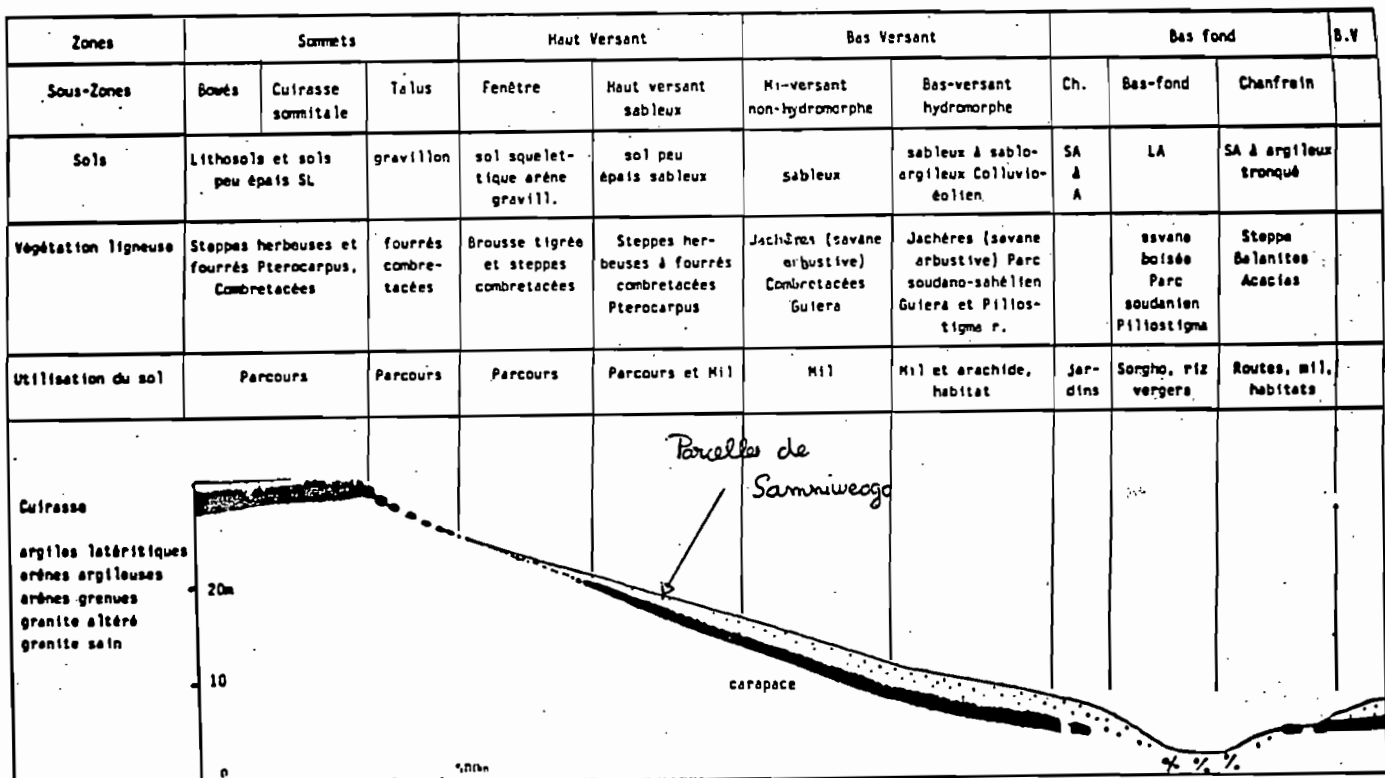


Figure 8 : Unités du paysage de Bidi (d'après G. SERPANTIE et al 1988)

La région de Bidi se situe dans la zone entre les isohyètes 400 et 600 mm, avec des sols ferrugineux tropicaux non ou peu lessivés. Ces sols sont pauvres, avec des teneurs en calcium, potassium, et phosphore basses. La surface est l'objet de dégradations des propriétés physiques : mauvaise structure, compacité, cohésion forte, susceptibilité forte à l'érosion... La capacité de rétention en eau est moyenne à bonne, car ces sols sont profonds.

Le profil pédologique type des microparcelles du versant sableux est :

- de 0 à 30 cm de profondeur : un horizon sableux, meuble,
- de 30 à 75 cm de profondeur : un horizon sableux à ciment d'hydroxyde (12% d'argile),
- de 75 à 150 cm de profondeur : un horizon sableux (10 à 11 % d'argile), peu cohérent à bouillant,
- à 150 cm de profondeur : un horizon cuirassé.

BACYE (1993) donne des caractéristiques analytiques plus détaillées pour un sol ferrugineux tropical peu lessivé sur dépôts sableux éoliens (profil sous jachère arbustive), ce qui correspond approximativement à ce que l'on a sur une grande partie du site étudié.

Caractéristiques physiques et chimiques (%)	Profondeur en cm			
	0-10	10-50	50-80	80-120
Argile	5,8	7,8	14,5	18,5
Limon fin	4,2	4,3	1,5	1,5
Limon grossier	2,1	7,4	4,9	5,5
Sable fin	64,3	48,1	45,7	44,9
Sable grossier	23,6	32,5	33,3	29,8

4 La végétation naturelle

En Afrique, les types de végétation se répartissent suivant des bandes plus ou moins parallèles à l'Equateur, et dont le caractère varie avec la latitude, mais aussi avec divers facteurs écologiques, dont en tout premier lieu les facteurs climatiques, et notamment les précipitations et la durée de l'unique saison pluvieuse. La répartition en bandes des grandes formations végétales, sensiblement parallèles aux isohyètes, atteste de cette influence prépondérante.

La formation végétale caractéristique du domaine sahélien, et que l'on rencontre à Bidi, est la steppe sahélienne arborée ou arbustive, selon qu'y dominent des petits arbres ou des arbustes, souvent épineux et pour la plupart rabougris du fait de la sévérité du climat et du surpâturage. Les espèces sont largement dispersées, quelquefois rassemblées en bosquets, ou forment des fourrés disposés en bandes plus ou moins parallèles, alternant avec des espaces dénudés (brousse tigrée). Les graminées forment un tapis discontinu qui ne permet pas les feux de brousse.

5 L'agriculture et l'élevage : activités complémentaires ou concurrentielles ?

Dans la zone sahélienne du Burkina Faso, les habitants sont surtout des éleveurs nomades ayant des troupeaux de bovins et d'ovins. Le bétail broute l'herbe mais aussi les pousses des arbres et des arbustes. L'éleveur coupe les branches des arbres pour nourrir ses animaux. Les versants sont utilisés pour la culture du mil, associée à l'arachide au niveau du bas-versant hydromorphe, qui est proche du bas-fond. Les bas-fonds sont surtout utilisés comme zones de parcours et les mares, constituées à la faveur de seuils naturels ou aménagés, servent à abreuver le bétail. Ils fournissent des fourrages ligneux pendant la saison de soudure² et une importante réserve de bois utilisé comme éléments de clôture, charpente ou combustible.

Dans la zone soudanaise du pays, les villages sont fixés. La vie sédentaire y est rendue possible par les activités agricoles. Les cultures sont surtout céréalières : mil et sorgho (*Pennisetum typhoides*, *Sorghum*), fonio (*Digitaria exilis*). La culture du riz dans les bas-fonds apparaît dans le nord et devient une spéculation plus importante dans le sud de la zone. Au contact de la zone sahélienne, les systèmes sédentaires et éleveurs nomades cohabitent, et sont en concurrence pour l'utilisation des bas-fonds. Sur les terrains défrichés, certaines espèces sont conservées en raison de leur utilité et arrivent à dominer les paysages : *Acacia albida* et *Adansonia digitata* dans le secteur soudano-sahélien, *Butyrospermum parkii* et *Parkia biglobosa* dans le secteur soudanais.

Depuis 1968, la diminution de la pluviométrie rapproche le climat de la région de Bidi des conditions sahéliennes. Les techniques culturales extensives des populations locales ne leur permettent plus d'assurer leur autosuffisance alimentaire.

5.1 La population de Bidi et son évolution

Un bref rappel historique est nécessaire car il explique certaines spécificités du peuplement et du régime foncier. Selon les documents et sources historiques (IZARD 1985, MERSADIER 1985...), il y a plus de cinq siècles que la région de Bidi est habitée. Elle aurait été occupée par les Dogons avant le XV^e siècle, puis par les Kurumba (Fulsé) à partir du XV^e siècle. Jusqu'à la fin du XIX^e siècle, ces deux groupes font vivre la région, faisant d'elle une zone de transhumance peu peuplée où viennent cultiver quelques habitants (Mossi) du village voisin. C'est aux environs de 1898 que vont commencer à s'installer les premiers sédentaires de Bidi : les Peuls, accompagnés de leurs captifs les Rimaïbés. Ils sont actuellement considérés comme les autochtones du village. La mise en place du peuplement actuel de Bidi s'est poursuivie jusqu'en 1960 avec l'arrivée dans le village des Mossi, des Silmi-mossi (issus du métissage des Peuls et des Mossi) et des Forgerons, en provenance du Yatenga central. Au dernier recensement général national de la population, en décembre 1985, il a été dénombré à Bidi 3500 habitants, qui se répartissent en ethnies dans les proportions indiquées sur le tableau suivant.

² faire la soudure : satisfaire aux besoins des consommateurs à la fin d'une période comprise entre deux récoltes.

Tableau n° 5 : Groupes socio-ethniques de la population de Bidi (d'après SERPANTIE et al 1985)

Groupes humains	Pourcentage de la population	Activités principales
Mossi et assimilés	45	agriculture
Forgerons	18	63 %
Peul	10	élevage
Rimaïbé	19	-
Silmi-mossi	8	37 %

L'agriculture et l'élevage entretiennent des rapports tantôt de complémentarité, tantôt de concurrence, aussi bien au niveau du système de production que dans l'espace. Le caractère extensif prononcé des techniques d'exploitations respectives fait de ces activités des facteurs de dégradation du milieu naturel.

Les paysans dépourvus de grands moyens financiers mènent des activités secondaires (petit commerce, migration de travail, orpaillage, maraîchage...) pendant la saison sèche.

5.2 Evolution des stratégies et des techniques culturelles

L'agriculture de la région de Bidi est dominée par la nécessité de satisfaire les besoins alimentaires d'une population presque exclusivement rurale. La grande majorité des surfaces cultivées est consacrée aux cultures vivrières. Pour toute la région, ce sont les céréales (mil et sorghos) qui constituent la base de l'alimentation quotidienne. Les cultures commerciales (arachide, riz et, à un degré moindre, fruits et légumes) n'occupent jamais plus de quelques % des superficies cultivées. Les activités de production agricole s'exercent dans le cadre de l'exploitation familiale. Chaque paysan met en culture plusieurs types de champs.

Les champs de brousse sont des champs temporaires à périodicité plus ou moins longue (3 ans de culture, 8 à 25 ans de repos). Ce sont eux qui assurent l'essentiel de la subsistance familiale. La moindre pluviosité des régions septentrionales du Burkina Faso et la prédominance des sols sableux y commandent la production de petit mil. Ainsi, à Bidi, qui se situe au nord du pays, on a essentiellement des champs de **mil**.

On distingue également le jardin de case, petite parcelle entourant la maison. Ce sont des champs permanents ou semi-permanents que l'on enrichit chaque année (au moins pour une partie d'entre eux) en y apportant une fumure provenant des ordures ménagères et du fumier du petit bétail. Quant aux champs de bas-fonds, qui sont plus ou moins bien inondés, ils sont consacrés à la culture du sorgho. Dans les bas-fonds bien inondés, la culture du riz a la priorité car le sorgho ne supporte pas l'immersion prolongée de ses racines.

L'agriculture paysanne comporte généralement les **opérations culturelles** suivantes :

- préparation des champs à l'approche des pluies : pour une première année de mise en culture, la préparation du sol commence par le défrichement manuel de la savane. Seuls les arbres sont épargnés. La végétation abattue est mise en tas qui sont brûlés à l'approche de la

saison des pluies. L'enlèvement des résidus de végétaux (souches notamment) et de déchets d'arbustes, suivi ou non de brûlis, constitue par contre le mode de préparation de parcelles déjà en cultures.

- semis dès les premières pluies : dans certaines exploitations, il est précédé par un travail du sol qui consiste en un labour réalisé par une charrue attelée à traction animale après les premières pluies. Le sol est ameubli et retourné sur les 10 à 15 premiers centimètres. Cette pratique concerne uniquement les sols de versant, ce qui est le cas des parcelles de Samniweogo.

- façons culturales : elles sont constituées essentiellement de 2 à 3 sarclages manuels. Le **sarclage** consiste en un grattage manuel de la surface (les 5 à 10 premiers centimètres) du sol à l'aide d'une houe (ou daba). Il a pour but non seulement de détruire les adventices mais aussi d'ameublir la couche superficielle, qui a tendance à former des croûtes, afin de faciliter l'infiltration. Le sarclage est une pratique culturelle commune aux paysans du Yatenga. Il diffère selon les ethnies et l'importance de la force du groupe de travail. Deux types de sarclage se côtoient dans l'espace provincial: les cultures à plat, rapidement expédiées, et les buttages intercalaires plus conservatrices. Dans la région de Bidi, le sarclage consiste en la confection de petites buttes placées de telle sorte que les pieds de mil se trouvent situés dans des petites dépressions où s'accumulent les eaux qui ruissellent sur les mottes. Le **sarclage butté** présente l'avantage d'augmenter l'infiltration de l'eau et d'améliorer l'alimentation hydrique des cultures.

- enfin, la récolte.

Un facteur limitant pour le développement des cultures est la **pluviométrie**. Il en existe cependant d'autres. Citons l'**insuffisance du matériel agricole**, bien que celui-ci soit adapté aux sols et aux tâches qu'on lui destine (daba). Seuls les paysans les plus grands producteurs de mil, dotés de plus de moyens financiers, peuvent se procurer des charrues et des animaux de trait.

Un autre facteur limitatif déterminant est l'**absence d'intégration de l'élevage à l'agriculture**. La diminution de la fertilité entraîne l'épuisement des sols, la baisse des récoltes, et contraint le paysan à des défrichements fréquents et pénibles. L'absence de fumure peut avoir des conséquences graves à Bidi où le fort peuplement amène le raccourcissement des jachères et l'appauvrissement inéluctable des sols en éléments fertilisants.

Au début des années 1950, le système d'exploitation agricole à Bidi différait de celui qui est appliqué de nos jours dans la région. Le gros des récoltes provenait des champs de concession soumis à des techniques de valorisation relativement intensive, avec plusieurs sarclages et un enrichissement du sol par apport de fumure (déjection d'animaux, balayures, paille...). L'autre partie provenait des champs de brousse, situés plus loin du village. Sur ces derniers, les travaux n'étaient pas prioritaires, les sarclages y étaient en nombre réduit et la restauration par fumure accidentelle. Seules les longues jachères (20 ans) permettaient de reconstituer le potentiel de fertilité. En 1952, une dégradation comparable à celle que nous observons actuellement ne se rencontrait qu'à proximité des maisons et le long des voies de communication. Seulement 2 % de la superficie du terroir était couverte par une végétation dégradée, dépourvue de ligneux.

Au début de la sécheresse (1968-1969), pour faire face aux difficultés de la production, il s'est établi des rapports de complémentarité entre les agriculteurs et les éleveurs. Outre les **contrats**

de gardiennage³ qui existaient entre les deux groupes socio-professionnels, il y avait aussi des contrats de fumure. En saison sèche, les animaux des éleveurs étaient stabulés⁴ sur les champs des paysans, en échange du mil, du logement, de l'accès aux résidus de culture et aux puits. Cela permettait de reconstituer, ne serait-ce que partiellement, la fertilité des champs et diminuait considérablement la pression animale sur les pâturages locaux.

La persistance, et surtout l'intensification, de la sécheresse a poussé, au début des années 1970, chaque groupe professionnel à se replier sur lui-même, provoquant ainsi la disparition des contrats d'interdépendance. Les différentes solutions techniques adoptées par les agriculteurs pour faire face aux conséquences de la sécheresse ont eu des répercussions à des degrés divers sur l'environnement.

L'arrêt des déplacements, suite au tarissement des points d'eau des zones d'accueil et la disparition des contrats de complémentarité, a beaucoup accru la pression animale sur le milieu naturel. En effet, bien avant la sécheresse, l'activité pastorale était marquée par des déplacements périodiques, soit en direction des pâturages au nord qui sont plus abondants que ceux de Bidi, soit en direction des zones salines du village de Yuba au sud de Bidi pour le respect des cures salées. Ces transhumances diminuaient temporairement la charge pastorale sur le terroir du village. Avec la sécheresse, les parcours, déjà durement éprouvés et réduits par l'extension des cultures, supportent désormais seuls toute la charge alimentaire des animaux en nombre croissant, car les pasteurs ont tendance à posséder beaucoup de bétail pour augmenter les chances de reconstitution du troupeau en cas d'accident climatique (GROUZIS 1987).

Les paysans les plus grands producteurs de mil, habités par le souci constant de produire toujours plus et dotés d'une trésorerie suffisante, se sont procurés des charrues et des animaux de traits afin de maintenir leur production à un niveau acceptable. Ainsi, ils en sont arrivés à labourer des champs placés sur fortes pentes, ou localisés dans des passages d'eau non traités avec un dispositif antiérosif adéquat.

Les paysans les moins aisés, pour compenser la baisse des rendements due en partie à la dégradation du milieu naturel et à l'absence de collaboration entre cultivateurs et éleveurs (baisse de fumure), s'efforcent de cultiver le maximum de surface disponible. On assiste alors chaque année à de nouveaux défrichements et à une augmentation rapide du taux d'occupation de l'espace.

Tableau n°6 : Evolution de l'occupation de l'espace sur le territoire de Bidi, en pourcentage de superficie (7825 ha) in SERPANTIE et al (1987)

	Cultures jachères récentes	Jachères anciennes	Zones sans végétation ligneuse	Végétation dense
1952	14	17	2	67
1984	34	18	26	22
différence en ha	+1560	+120	+1870	-3550

³ Les paysans Mossi confiaient le gardiennage de leurs animaux aux éleveurs qui se faisaient payer en nature (lait de bétail confié) et/ou en espèce.

⁴ La stabulation est le séjour des animaux dans une étable.

En une trentaine d'années, la végétation dense a diminué de 67 % tandis que l'étendue des surfaces cultivées a plus que doublé (+143 %). La sécheresse persistante, l'irrégularité et l'intensité des pluies, le ruissellement, sont autant de facteurs naturels responsables de la dégradation des ressources. Les différents processus de dégradation du milieu sont accélérés ou favorisés par la pression de l'homme et des animaux, à laquelle s'ajoute au caractère extensif du système de production agropastorale.

5.3 L'élevage

L'élevage est une activité importante dans l'économie burkinabé. D'après les chiffres officiels, les exportations de bétail auraient représenté en valeur 50 % des exportations totales dans les années soixante-dix. Du nord vers le sud, l'importance de l'élevage diminue : cela est lié à la pluviométrie, l'humidité favorisant la présence de mouches tsé-tsé. L'élevage à Bidi est très important : on y compte plus de 10 bovins au km², plus de 20 petits ruminants (caprins et ovins) au km²⁵, avec une prédominance du pastoralisme transhumant. L'élevage du petit bétail, ovins, caprins, est généralisé. Il constitue une source permanente de petits revenus monétaires tant pour les agriculteurs que pour les pasteurs. Le troupeau de boeufs est un capital familial dont on se sépare plus difficilement.

Ainsi, en 1984, le troupeau représentait 0,3 UBT (unité bétail tropical) par habitant. Depuis cette date, le cheptel s'est accru. Le cheptel caprin, en particulier, a été multiplié par 3 entre 1984 et 1987.

Plusieurs formes d'élevage coexistent dans la région de Bidi. Seul le Sahel, situé à l'extrême nord de la province, est une région où les pasteurs sont exclusivement nomades. Le nomadisme qu'ils pratiquent repose sur la recherche de l'eau et s'effectue sur de courtes distances. Autrement, l'élevage est essentiellement de type sédentaire. Pendant la saison des pluies, les animaux sont gardés et se déplacent dans des couloirs jusqu'au lieu de pâture. En saison sèche, par contre, les petits ruminants sont laissés en divagation dans une auréole de 2 km environ autour des habitations. Il s'ensuit une très forte pression sur ce qui reste comme végétation dans cette zone.

Pasteurs transhumants et agriculteurs-éleveurs sont étroitement mêlés. Le mouvement des troupeaux, accompagnés d'une partie de la population (et non plus les familles et leurs habitations), est commandé par la recherche des pâturages, soit sur de courtes distances à l'intérieur des terroirs, pâturages naturels de saison des pluies, terrains de cultures après la récolte en saison sèche, soit sur de longues distances d'une région à l'autre, du nord au sud.

⁵ Données de 1975 (Atlas Jeune Afrique).

6 Conclusion

La région de Bidi est en prise avec une péjoration climatique et une pression socio-économique qui aggravent les contraintes habituelles et remet en cause les systèmes de culture qui étaient bien adaptés aux besoins de subsistance, ainsi qu'à la population et au milieu.

Face à cette diminution des ressources, qui sont aussi essentielles sur le plan économique, différents aménagements ont été réalisés afin d'améliorer l'alimentation hydrique des plantes. Depuis longtemps, les paysans de la région de Bidi, comme ceux de bien d'autres parties du Burkina, utilisent diverses techniques pour y parvenir.

Parmi les techniques traditionnelles en cours, le **zai**, ou poche d'eau, est une technique de préparation du sol utilisée depuis longtemps au Yatenga. Elle consiste à confectionner, à l'emplacement des futurs poquets, des trous d'environ 10 à 30 centimètres de diamètre et 5 à 10 centimètres de profondeur. Cette technique bien indiquée pour les zones très peu perméables (sols limoneux), permet de piéger l'eau et les particules fines dans les petites dépressions en début d'hivernage, favorisant ainsi la pousse des jeunes plantules.

Des stratégies plus modernes sont nées du souci de corriger les insuffisances du système traditionnel, en traitant totalement les champs de culture, les versants et même le bassin versant. Parmi elles, figurent les **cordons pierreux** isohypses. Ces cordons sont faits d'une ou de plusieurs rangées de blocs de cuirasse placées selon les courbes de niveau. Ils présentent l'avantage de laisser filtrer l'eau et de permettre ainsi à l'ensemble du champ de bénéficier d'apports complémentaires en provenance d'impluviums amont. Leur efficacité augmente si on les cloisonne, ce qui empêche la circulation latérale, d'où une érosion en rigoles. Cette technique est bien adaptée à la région de Bidi, puisqu'elle est facile à mettre en oeuvre, et elle est bien acceptée par les paysans.

La suite de l'étude aura pour objectif d'analyser l'efficacité de ce type d'aménagement sur l'alimentation hydrique des parcelles de mil de Bidi Samniweogo.

PARTIE 2

**ETUDE DU RUISSELLEMENT ET DE L'INFILTRATION A
L'ECHELLE DE LA SURFACE ELEMENTAIRE**

1 Modélisation du ruissellement et de l'infiltration sous pluies simulées

1.1 La simulation de pluies et la modélisation empirique

1.1.1 Intérêt de la simulation de pluie

“ Les hydrologues ont toujours buté, tout au moins en ce qui concerne les problèmes de crue, d'écoulement annuel ou saisonnier, sur un obstacle particulièrement redoutable. Comment quantifier l'aptitude au ruissellement des divers types de sols et plus particulièrement de leurs couches superficielles ou, ce qui revient au même, leur aptitude à l'infiltration dans diverses conditions standard ? ” (RODIER in CASENAVE et VALENTIN, 1989).

Différentes approches ont alors été mises au point au fur et à mesure pour déterminer la conductivité hydraulique saturée (VALENTIN 1981).

Certaines méthodes de laboratoire s'appliquent à des échantillons tamisés, comme le test de perméabilité lié à la détermination de l'instabilité structurale (méthode HENIN et MONNIER).

D'autres méthodes sont utilisées sur le terrain : certaines mesurent les infiltrations verticale et latérale de l'eau versée dans un trou. D'autres, plus souvent utilisées, permettent d'estimer l'intensité d'infiltration sous une lame d'eau maintenue constante (méthode MUNTZ). Mais plusieurs chercheurs utilisent des techniques encore plus simples : la méthode proposée par PIOGER (1952) consiste à déterminer le régime constant d'abaissement d'une lame de 10 cm dans un sol, le cylindre sur lequel s'effectuent les mesures étant généralement de petit diamètre. On établit la pente (dy/dt) des variations de la hauteur de la lame d'eau en fonction du temps et la profondeur atteinte par le front d'humectation à la fin des essais.

Ces méthodes “ classiques ” (PIOGER...) ont le principal défaut de ne pas pouvoir reconstituer les processus d'évolution des surfaces qui surviennent au cours des pluies (VALENTIN 1981). Avec l'infiltromètre à double anneau (MUNTZ), l'essai s'accompagne d'une destruction au moins partielle de la croûte de surface lors de l'installation de l'appareil, et d'une submersion complète de la surface avec une surcharge hydraulique de quelques centimètres.

L'étude sous pluies simulées permet (CASENAVE, VALENTIN 1989) une analyse beaucoup plus proche des conditions naturelles des paramètres qui exercent une influence sur l'infiltration et le ruissellement. Du fait de leur nombre et de leurs interactions, il est difficile, sous pluies naturelles, de mettre en évidence leur rôle respectif. Le simulateur de pluie permet de fixer à volonté les caractéristiques des averses, l'état d'humectation du sol par des arrosages successifs, de tester différents types de sols, d'états de surface, de couverture végétale ou de pente. Il permet également de simuler des conditions exceptionnelles de chute de pluie et de saturation du sol.

1.1.2 Description du mini-simulateur de pluie utilisé

Le simulateur de pluie conçu par J. ASSELINE, est constitué d'un système d'arrosage fixé au sommet d'une tour en forme de tronc de pyramide de 4 mètres de haut (figure 9). Cette tour permet la fixation d'une bâche destinée à protéger la pluie simulée de l'action du vent. Le

Le système d'arrosage est constitué d'un gicleur calibré, monté sur un bras mobile et alimenté en eau à débit constant par une motopompe. Un mouvement de balancement est imprimé au gicleur par un moteur. Un système de bras de levier réglable permet, en faisant varier l'angle de balancement, de modifier la surface arrosée au sol et, par là, l'intensité sur la parcelle d'un mètre carré étudiée, dans une gamme comprise entre 30 et 150 mm/h. L'ensemble du mécanisme de balancement est monté sur un axe permettant de centrer le gicleur sur l'axe de la parcelle. Un manomètre, installé au sommet de la tour, permet de contrôler la pression d'admission de l'eau au gicleur et donc la constance du débit.

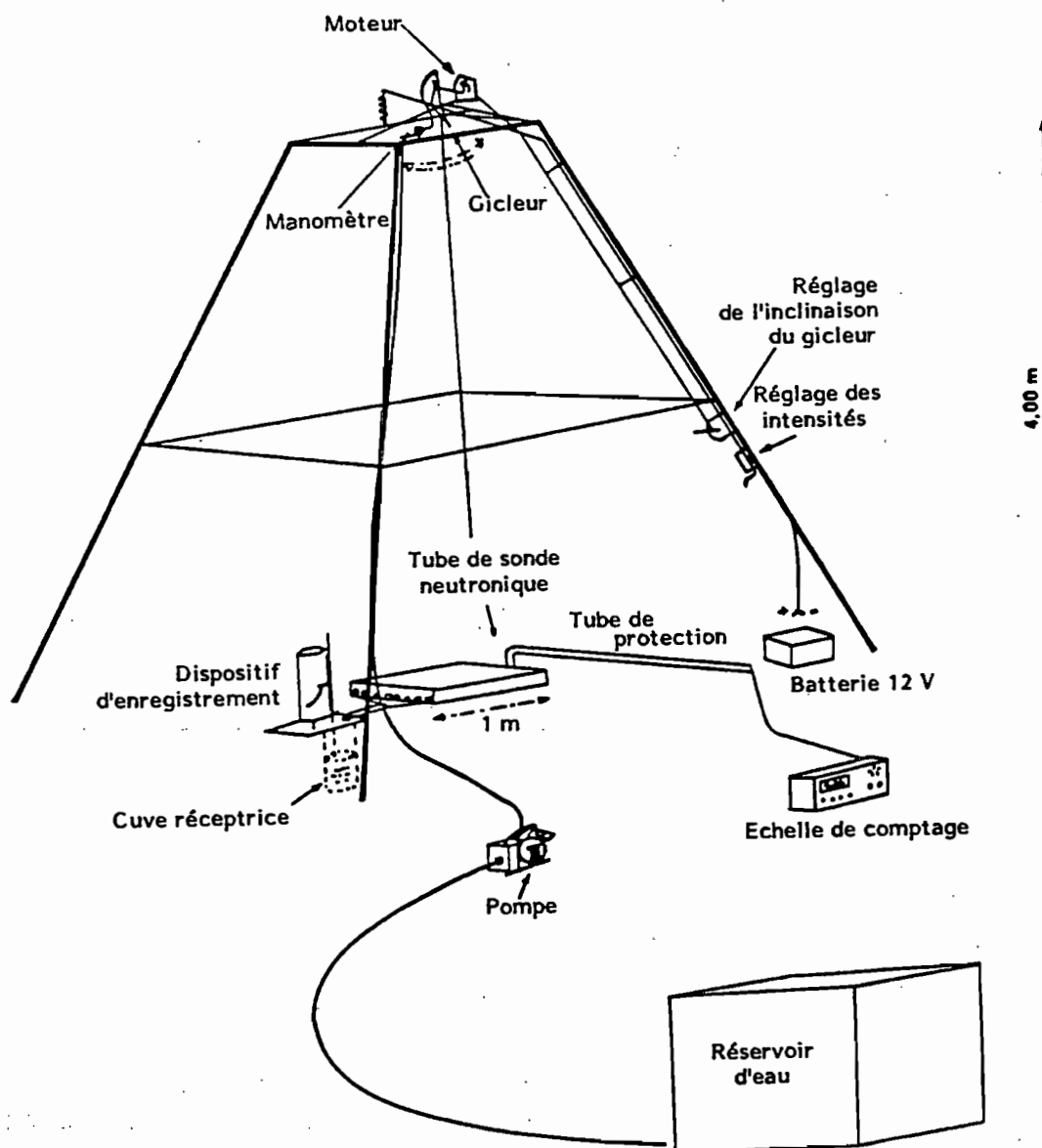


Figure 9 : Schéma du mini-simulateur de pluie

Une modernisation du système d'aspersion permet maintenant de programmer les averses, leurs durées et leurs intensités, avec une grande précision.

L'énergie cinétique est l'une des causes principales des réorganisations superficielles des sols. Avec les simulateurs de pluie, les énergies cinétiques naturelles sont presque atteintes, et sont d'autant plus proches des valeurs naturelles que les intensités sont élevées. (figure 10).

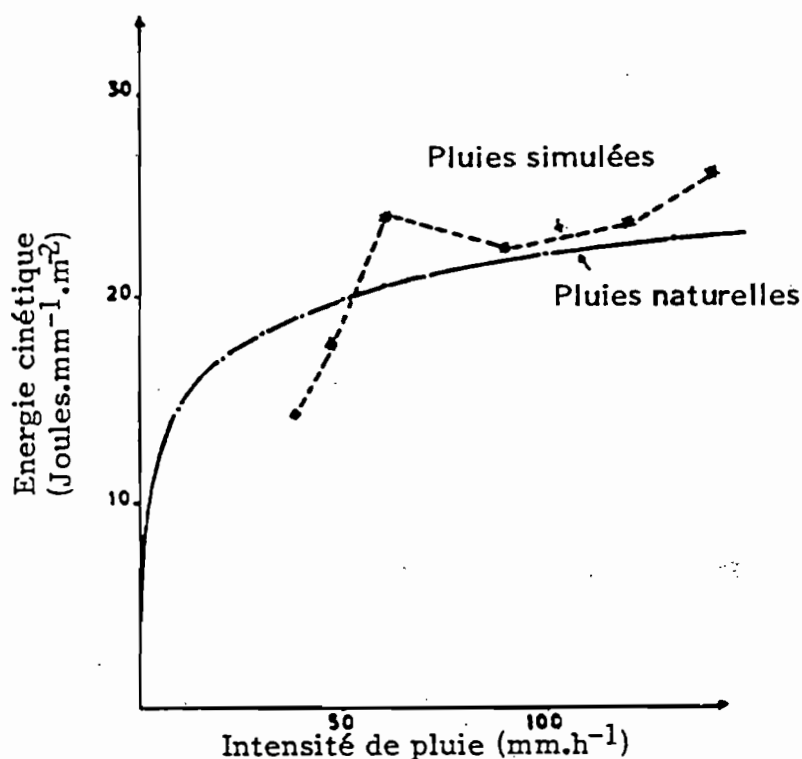


Figure 10 : Comparaison des énergies cinétiques des pluies naturelles (Abidjan) et simulées (d'après ASSELINE, VALENTIN 1978)

1.1.3 La parcelle de mesure

La parcelle étudiée (1 m²) est limitée par un cadre métallique enfoncé dans le sol d'environ 5 cm. La face aval du cadre est percée de trous au ras du sol. Elle est munie d'un canal collecteur qui recueille le ruissellement. Ce canal débouche dans une cuve, calibrée de façon à donner une élévation de 1 cm d'eau dans la cuve pour une lame ruisselée de 1 mm. Cette cuve est surmontée d'un limnigraphe⁶ à grande vitesse de rotation qui permet d'enregistrer les volumes ruisselés avec une excellente précision puisqu'il est possible d'apprécier les temps à 10 secondes près et les lames ruisselées à 0,1 mm près.

⁶limnigraphe : appareil permettant l'enregistrement graphique ou numérique des fluctuations de la surface de l'eau en fonction du temps

1.1.4 Analyse de l'hydrogramme de ruissellement

Lors d'une pluie simulée, on enregistre la courbe des volumes ruisselés cumulés. Les variations de pente de cette courbe permettent le calcul des débits de ruissellement instantanés qui peuvent être reportés en fonction du temps pour dessiner l'hydrogramme de ruissellement (figure 11). Pendant la durée de la pluie simulée, on observe quatre phases différentes dont l'analyse complète a été entreprise par LAFFORGUE 1977, complétée par LAFFORGUE et CASENAVE 1980.

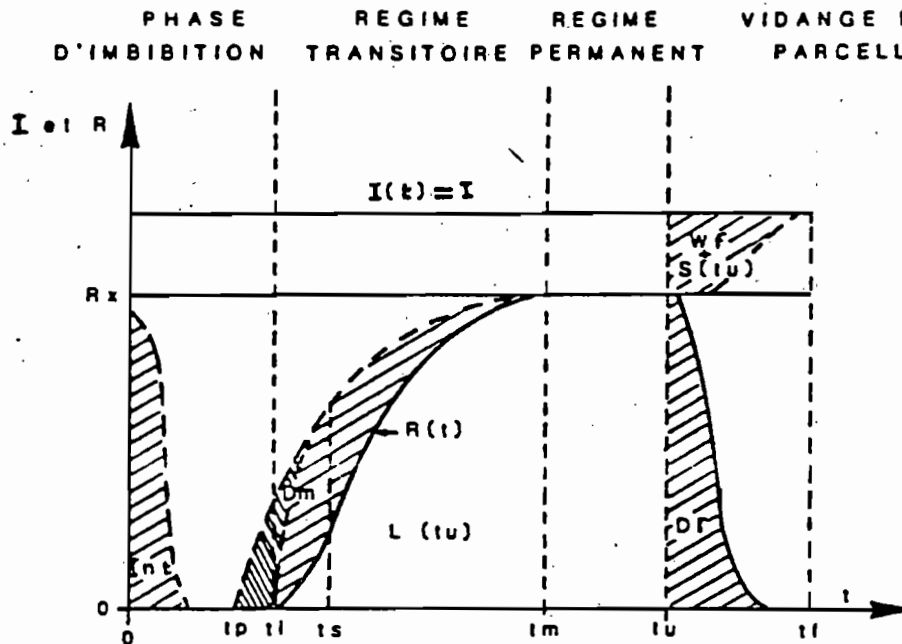


Figure 11 : Ruissellement sous intensité d'averse constante

Phase d'imbibition

Du début de la pluie jusqu'à un temps t_i , aucun ruissellement n'apparaît. C'est la phase d'imbibition caractérisée par la hauteur de pluie, infiltrée ou stockée en surface, dite pluie d'imbibition P_i . L'infiltration est d'abord totale, l'intensité potentielle d'infiltration étant, en chaque point de la parcelle, supérieure à l'intensité de la pluie. Le sol s'humectant progressivement, la capacité d'infiltration diminue et devient, en certains points, inférieure à l'intensité de la pluie. L'eau commence alors à ruisseler et à remplir les dépressions de la parcelle. Au temps t_i , les flaques débordent et l'eau qui se met en mouvement parvient à l'exutoire. Pendant cette phase d'imbibition :

$$L_r(t) = 0$$

$$D_m(t) = 0$$

$$P_u(t) - L_i(t) - S(t) = 0$$

où :

$L_r(t)$ est la lame ruisselée à l'instant t

$D_m(t)$ est la détente superficielle mobilisable à l'instant t

$P_u(t)$ est la hauteur de pluie à l'instant t

$L_i(t)$ la lame infiltrée à l'instant t

$S(t)$ la lame stockée en surface à l'instant t

CASENAVE et VALENTIN (1989) définissent P_{is} , la pluie d'imbibition pour un sol sec. C'est la quantité d'eau infiltrée avant le début du ruissellement sur sol sec. La pluie d'imbibition pour un sol très humecté P_{ih} est la pluie d'imbibition mesurée lors de l'averse correspondant à la plus forte valeur de l'indice d'humectation des sols du protocole (voir plus loin pour la définition de cet indice).

Régime transitoire

Au début du ruissellement, l'hydrogramme prend une forme de S allongé qui traduit la diminution de l'intensité d'infiltration. Si toutes les flaques débordent, la totalité de la superficie de la parcelle participe au ruissellement. La hauteur moyenne de la lame d'eau en mouvement à la surface augmente. Cette phase correspond à un régime transitoire pendant lequel

$$I(t) - R(t) - F(t) - \frac{d(D_m)}{dt} - \frac{dS}{dt} = 0$$

où :

$I(t)$ est l'intensité de la pluie à l'instant t

$R(t)$ est l'intensité du ruissellement à l'instant t

$F(t)$ est l'intensité d'infiltration à l'instant t

Régime d'écoulement permanent

A partir d'un temps t_m , apparaît un palier de ruissellement dont l'intensité a atteint un maximum. L'intensité d'infiltration est alors minimale. Il s'est établi un régime d'écoulement permanent. Au changement d'intensité de la pluie, ce régime permanent cesse durant un intervalle de temps assez bref au cours duquel les intensités de ruissellement et d'infiltration changent jusqu'à un nouvel équilibre. On retrouve alors un palier qui correspond à un nouveau régime permanent caractérisé par :

$$\begin{aligned} R(t) &= R_x \\ F(t) &= F_n \\ \frac{d(D_m)}{dt} &= 0 \\ \frac{dS}{dt} &= 0 \end{aligned}$$

avec : $I - F_n - R_x = 0$,

R_x étant l'intensité maximale de ruissellement et F_n l'intensité minimale d'infiltration.

Phase de vidange

Lorsque la pluie cesse au temps t_u , le ruissellement décroît jusqu'au temps t_f où il s'annule. C'est la phase de vidange. La quantité d'eau qui s'écoule représente la fraction non infiltrée de la détention superficielle mobilisable. Elle répond à l'équation :

$$L_r(t) - L_r(t_u) = D_m(t_u) + S(t_u) - S(t) + L_i(t) - L_i(t_f)$$

1.1.5 Modélisation empirique du ruissellement

L'analyse de l'hydrogramme enregistré à l'exutoire de la parcelle permet l'étude des différentes phases du bilan d'eau à la surface du sol. Ainsi, on peut étudier, pour divers états d'humectation du sol et de types d'occupation, les paramètres caractéristiques de l'écoulement tels que :

- la pluie d'imbibition ;
- l'intensité maximale de ruissellement, déterminée graphiquement sur l'hydrogramme (le régime permanent étant atteint), à laquelle correspond une intensité minimale d'infiltration, en fonction de l'intensité de la pluie.

Les facteurs communément retenus agissant sur la pluie d'imbibition sont l'état d'humectation du sol, les différents états de surface et de la végétation, et l'intensité de la pluie. CASENAVE 1982 a introduit un **indice d'humectation des sols**, que l'on fait varier tout au long de l'expérimentation. Cet indice est représenté par un indice d'antécédence des pluies noté **IK**, qui est de type KOHLER, et qui peut être formulé ainsi :

$$IK_n = (IK_{n-1} + P_{n-1}) \cdot \exp(-\alpha \cdot t)$$

où

IK_n est l'indice d'humectation immédiatement après l'averse (n), recalculé au début de chaque averse

P_{n-1} est la hauteur de l'averse précédant l'averse considérée

t est le temps séparant la fin de l'averse de rang (n-1) du début de l'averse considérée, exprimé en jours et fractions de jours

α est un coefficient de calage, pris égal à 0,5 (valeur prise par tous les utilisateurs sur l'ensemble des bassins testés au simulateur).

Relations entre la pluie et la lame ruisselée

Les relations entre la pluie et la lame ruisselée ont été établies à partir de protocoles pluviométriques standards, pour de fortes averses correspondant aux fréquences annuelles et décennales. Elles permettent de calculer la lame ruisselée (L_r) sur une surface élémentaire, à partir de la pluie utile (P_u) et de l'indice d'humectation des sols. La pluie utile est inférieure à la pluie totale. Elle est la somme des pluies partielles dont l'intensité est supérieure à l'intensité à partir de laquelle du ruissellement est observé.

Pour chaque parcelle, dans les conditions définies par les protocoles standards, il existe une relation linéaire entre la lame ruisselée, cet indice d'humectation et la pluie utile, et qui est de la forme :

$$\boxed{L_r = A \cdot P_u + B \cdot IK + C \cdot P_u \cdot IK + D} \quad (1)$$

Dans la majeure partie des cas, la forme simplifiée $L_r = A \cdot P_u + D$ ou $\boxed{L_r = A \cdot (P_u - P_i)}$ est largement suffisante pour estimer l'ordre de grandeur de la lame ruisselée obtenue sous simulation de pluie.

La courbe qui exprime cette relation peut être assimilée à une droite sans erreur notable, la partie incurvée caractéristique du déficit de saturation du sol en début de pluie étant toujours très brève (CASENAVE 1982). Cette relation correspond à un état d'humectation du sol donné, caractérisé par la valeur de l'indice IK au début de la pluie. Le report de l'ensemble des droites $L_r(P_u)$, correspondant à la série des pluies sur une même parcelle, montre que la pente de ces droites varie de façon concomitante avec les valeurs de IK .

Relations entre l'intensité de pluie et l'intensité de ruissellement

Le second type de relations qui peuvent être extraites des mesures de simulation de pluies associe l'intensité de ruissellement R_x à l'intensité de pluie I . Elles sont linéaires :

$$R_x = a \cdot (I - I_1) \quad (2)$$

où

I_1 est l'intensité de pluie limite du ruissellement : c'est l'intensité au-dessous de laquelle il est impossible d'avoir du ruissellement

a est un coefficient de proportionnalité entre l'intensité de ruissellement et l'intensité de pluie disponible pour le ruissellement

De même que, pour une pluie donnée, on peut tracer une relation $L_r(P_u)$, une averse simulée comportant plusieurs intensités permet de tracer les droites $R_x(I)$ ou $F_n(I)$. Pour chaque averse, le report des relations $R_x(I)$ correspondant à chacune des pluies donne un faisceau de droites plus ou moins parallèles, dont l'abscisse à l'origine est fonction de l'indice IK et représente cette intensité I_1 .

Dans les conditions expérimentales des protocoles standards définis par CASENAVE (1982), les paramètres a et I_1 semblent varier linéairement en fonction de l'indice d'humectation IK . Pour une même averse, ils pourront être considérés comme étant des constantes.

Lorsque la porosité superficielle du sol est ouverte, par exemple pour un sol avec une couverture végétale herbeuse abondante, la valeur minimale de l'intensité de pluie limite du ruissellement est voisine de la conductivité hydraulique à saturation. Lorsque la porosité superficielle du sol est complètement fermée par une croûte uniforme, la valeur minimale de l'intensité de pluie limite du ruissellement est la conductivité hydraulique de la croûte.

Dans la plupart des cas, la valeur minimale de l'intensité de pluie limite du ruissellement est nettement inférieure à celle de la conductivité hydraulique à saturation. Pour des sols submergés ou peu submergés, avec des lames d'eau inférieures à quelques millimètres, il semble préférable d'utiliser les relations hydrodynamiques établies à l'aide du simulateur de pluie.

En effet, à partir de la relation (2) précédente, on peut écrire l'intensité d'infiltration :

$$F_n = I - R_x = I_1 + (1 - a) \times (I - I_1)$$

En interprétant cette relation, d'après les mesures sous pluies simulées, il semble que l'intensité d'infiltration (ou vitesse d'infiltration) est composée d'un premier terme constant I_1 , qui caractérise l'aptitude du sol à l'infiltration en début d'averse, et d'un second terme qui varie en fonction de l'intensité de la pluie ou plus exactement avec la variation de charge hydraulique au-dessus du sol ($I - I_1$), bien que celle-ci soit très faible. Cette propriété des sols, qui a été observée de façon presque systématique sous pluies simulées, semble en contradiction avec les explications physiques habituellement développées sur l'infiltration, liées à la loi de DARCY. L'explication pourrait être recherchée dans la faible épaisseur de la lame ruisselée qui laisserait une partie de la surface du sol presque dénoyée. Une augmentation de l'intensité de la pluie augmenterait la surface ennoyée, augmentant ainsi la part de l'infiltration sur la surface de un mètre carré.

Comparaison entre les relations obtenues sous simulation de pluie

En intégrant l'équation (2) en fonction du temps, on retrouve l'expression de la lame ruisselée. En supposant que les paramètres a et I_1 sont constants au cours d'une même averse, il vient :

$$L_r = a P' - a I_1 t - S \quad (3)$$

où

P' est la pluie utile, celle correspondant à des intensités de pluie supérieures à l'intensité de pluie limite de ruissellement

et S est le stock hydrique superficiel du sol non récupérable en fin d'averse

En effet:

$$I > I_1 \text{ on a : } R_x = a \cdot (I - I_1)$$

ou encore en intégrant par rapport au temps

$$(L_r)_i = a \cdot (I - I_1) \cdot (t_i - t_0) - S_i$$

Si on a affaire à des averses avec différentes intensités

$$\begin{aligned} L_r &= a \cdot \sum_i (I_i - I_1) \cdot (t_i - t_0) - S \\ &= a \cdot \sum_i (I_i) \cdot (t_i - t_0) - a \cdot I_1 \cdot (t_i - t_0) - S \\ &= a \cdot P' - a \cdot I_1 \cdot t - S \end{aligned}$$

Pour que les relations (1) et (3) puissent être comparées directement, il faudrait vérifier que dans le calcul de P_u ou P' , seule la pluie d'intensité supérieure à l'intensité de pluie limite du ruissellement a été prise en compte.

Utilisation des relations obtenues sous simulation de pluies

Ces relations, et en particulier celle reliant la hauteur de pluie et la lame ruisselée qui intègre sur toute une averse les effets d'une pluie à intensités variables, ne sont utilisables que dans les conditions où elles ont été établies, c'est-à-dire pour de fortes intensités pluviométriques (30 à 130 mm/h) et sans que les surfaces élémentaires aient été influencées par des apports extérieurs autres que la chute des gouttes de pluies.

Les relations de type (1) ne sont utilisables que pour des averses fortes, de fréquence annuelle ou décennale correspondant bien aux protocoles expérimentaux. Les relations de type (2) et (3) sont applicables à des averses à intensité variable. Elles offrent donc une gamme plus étendue de possibilités d'utilisations.

Hormis le cas d'engorgement des sols, on peut considérer que les relations établies à l'aide du simulateur de pluies fournissent une surestimation globale des lames ruisselées, surestimation d'autant plus forte que l'on inclut dans la pluie cumulée P_u les pluies d'intensité inférieure à l'intensité de pluie limite du ruissellement. Il est donc conseillé, pour une averse caractérisée par une succession d'intensités variables, d'utiliser des relations de type (2) et (3). Ces relations ne sauraient s'appliquer sans discernement à l'ensemble d'un versant. Elles ont cependant l'énorme avantage d'explicitier clairement les processus qui déclenchent le ruissellement sur tous les types de sols et de surfaces en Afrique de l'Ouest.

1.1.6 Modélisation de l'infiltration

Nous allons plus particulièrement nous attacher à ce qui se passe au niveau de la surface, puisque c'est elle qui conditionne l'infiltration dans un sol. En effet, l'eau qui s'infiltré dans un sol, quelle que soit la profondeur à laquelle on se place, est liée à ce qui se passe dans les premiers centimètres : l'état d'humectation de la profondeur ne joue sur l'infiltration que lorsque ces premiers centimètres ont atteint un régime permanent. On a vu l'importance de l'encroûtement sur nos parcelles de sables fins. Voyons ce qui est généralement utilisé pour modéliser l'infiltration de l'eau dans un sol encroûté.

Modèle de HILLEL

HILLEL (1974) propose le modèle suivant pour décrire **l'infiltration dans un sol encroûté**.

Dans le cas d'une infiltration permanente, les conditions d'écoulement impliquent que le flux à travers la croûte q_c soit égal au flux q_u passant dans la croûte de transmission en dessous de la croûte. Cela revient à écrire :

$$K_c \left(\frac{dH}{dz} \right)_c = K_u \left(\frac{dH}{dz} \right)_u$$

où K_c , $(dH/dz)_c$, K_u et $(dH/dz)_u$ sont respectivement la conductivité hydraulique et le gradient hydraulique⁷ de la croûte et de la zone de transmission sous la croûte.

Le gradient de la zone de transmission tend vers l'unité quant l'infiltration devient constante, puisque le gradient de succion diminue au fur et à mesure que la profondeur humidifiée augmente, si bien que le gradient gravitationnel demeure en fait la seule force motrice. En l'absence d'un gradient de succion dans la zone sous la croûte, on obtient, en prenant toujours la surface du sol comme base de référence :

$$q = K_u(\psi_u) = K_c \frac{H_0 + \psi_u + z_c}{z_c}$$

où

$K_u(\psi_u)$ est la conductivité non saturée de la zone sous la croûte, fonction de la succion ψ_u dans cette zone

H_0 est la charge hydraulique positive imposée par la hauteur de submersion en surface

z_c est l'épaisseur de la croûte.

Si l'épaisseur de la lame d'eau H_0 est négligeable, et si la croûte elle-même est très fine et peu perméable (par exemple si z_c est très petit par rapport à la succion ψ_u à l'interface inférieure de la croûte c), on peut faire l'approximation suivante :

$$q_u = q_c = K_c \frac{\psi_u}{z_c}$$

⁷ Ces notions seront vues plus en détail dans la partie 2.1 de l'étude

Pour que la croûte demeure saturée même lorsque sa partie inférieure est sous succion, il faut que sa pression critique d'entrée d'air ne soit pas dépassée. Cette condition de concurrence avec celle du gradient unitaire dans la zone en-dessous de la croûte conduisent à l'approximation :

$$\frac{K_u}{\psi_u} = \frac{K_c}{z_c} = \frac{1}{R_c} \quad (\text{équation 1})$$

Cela signifie que le rapport entre la conductivité hydraulique de la zone de transmission sous la croûte et sa succion est approximativement égal au rapport entre la conductivité hydraulique saturée de la croûte et son épaisseur. Le dernier rapport est l'inverse de la résistance hydraulique par unité de la croûte R_c . Et on obtient :

$$q = K_u(\psi_u) = \frac{\psi_u}{R_c}$$

Interprétation expérimentale

On considère qu'en cours d'infiltration, on a un régime permanent d'écoulement dans le sol sous la croûte lorsque la charge atteint un palier maximal. Le suivi de la pression de l'eau dans le sol à des profondeurs inférieures à 10 cm, par des cannes tensiométriques, permet de repérer en cours d'averse simulée l'avancée du front d'humectation, et a pour objectif de donner une valeur numérique à la résistance hydraulique de l'état de surface à partir du gradient de charge mesuré sous la croûte.

On reprend l'équation 1. La succion ψ_u est alors estimée graphiquement en reportant les paliers de charge en fonction de la cote. La droite qui s'ajuste sur ces points représente le gradient de charge et son abscisse à l'origine ψ_u . En supposant que K_u est égale à l'intensité minimale d'infiltration stabilisée observée pendant les simulations de pluies, on peut obtenir la valeur de la résistance de la croûte. Notons d'ailleurs que, au cours d'une averse, la vitesse d'infiltration soit diminue, soit reste constante, mais en aucun cas n'augmente.

Ainsi, au fur et à mesure des averses, on pourrait suivre l'évolution de la résistance de la croûte, et par ce moyen, comprendre comment varie l'infiltration sur les parcelles. Notons cependant que, entre la simulation de pluie et l'infiltration, les échelles de temps à considérer sont différentes. En effet, l'averse simulée dure une heure environ, alors que l'infiltration est un processus qui se produit sur des échelles de temps de l'ordre de quelques heures, voire de un à plusieurs jours. Les valeurs de vitesses d'infiltration de l'eau dans le sol, observées pendant les simulations de pluie, sont telles qu'il faudrait beaucoup de temps pour que cette eau atteigne la profondeur du profil, un temps nettement supérieur à la durée des averses simulées. Cela montre que l'humectation en profondeur ne joue pas sur l'infiltration.

1.2 Les expériences de simulation de pluie dans la région de Bidi sur sols sableux fins après sarclage

On considère généralement que les principaux facteurs influençant le ruissellement, outre l'intensité et la durée de l'averse, sont la nature du sol, l'état d'humectation initial du sol, la pente et la couverture végétale. La première campagne de mesure du ruissellement sous pluie simulée, effectuée en 1977 sur le bassin du Manso (Côte d'Ivoire), a permis de montrer que sur des parcelles de 1 mètre de long, la pente n'avait pas d'influence sensible sur le ruissellement mais que, par contre, il était nécessaire de prendre en compte le facteur hétérogénéité du sol. Le dispositif expérimental et le protocole des mesures doivent permettre de caractériser, avec le minimum de pluies, le rôle de chacun de ces facteurs susceptibles d'influencer le ruissellement.

1.2.1 Dispositif expérimental

Pour ce qui est du haut-versant de Samniweogo, le sol en place pour les cultures de mil est un sol sableux fin. Le sarclage modifie l'état de surface du sol. Les chutes de pluies et le ruissellement font ensuite évoluer cet état de surface.

Nous nous intéresserons à une microparcelle appelée SAM3, qui est caractéristique d'une surface cultivée fraîchement sarclée. C'est une parcelle de haut de pente, cultivée et sarclée en buttes avec un pied de mil. Le recouvrement, c'est-à-dire le pourcentage de surface occupée par la projection verticale du couvert végétal sur le sol, est de 16 % pour quelques pailles de mil, et de 10 % pour les végétations aériennes et le mil. Elle présente un microrelief assez important. La parcelle SAM 3 a été sarclée une première fois en saison humide le 24/08/88, et ensuite en saison sèche. (voir figure 12).

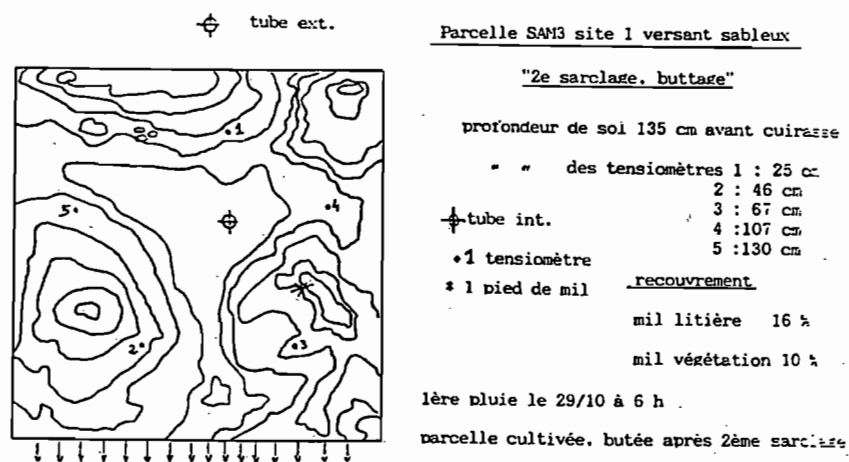


Figure 12 : Microparcelle SAM 3.

1.2.2 Protocole des mesures

Les pluies simulées sont telles que les hyétogrammes sont identiques à la situation la plus classique (voir figure 6 partie 1).

Le protocole en saison humide peut être schématisé de la manière suivante :

Jour	Parcelle	SAM 3	Date du dernier sarclage	Temps ressuyage (jour)	Somme des pluies antérieures	IK (mm)
29/10/88	pluie type A		début août	-	210	8.8
24/08/88		pluie type A	24/08/88	-	0	6.1
27/08/88		pluie type A		3	96,7	22.9

Le protocole en saison sèche s'est déroulé de la façon suivante :

Jour	SAM 3	Date du dernier sarclage	Temps ressuyage (jour)	Somme des pluies antérieures	IK (mm)
29/10/88	pluie type A	-	∞	80	0
31/10/88	pluie type B		1	199.2	43.8
01/11/88	pluie type B		0.5	260.9	82.2
03/11/88	pluie type B		2	322.6	52.9
04/11/88	pluie type B		1	385	69.5

Un temps de ressuyage infini signifie que le temps séparant la pluie considérée de la pluie précédente est suffisamment long pour que l'indice IK s'annule.

Les différents types de pluies correspondent à des successions d'intensités différentes et sont présentées dans le tableau suivant.

Tableau 7 : Types de pluie

Types de pluie	A	C
Séquences	30 mm/h pendant 30'	40 mm/h pendant 10'
	135 mm/h pendant 10'	120 mm/h pendant 10'
	120 mm/h pendant 10'	90 mm/h pendant 10'
	90 mm/h pendant 10'	70 mm/h pendant 10'
	70 mm/h pendant 10'	50 mm/h pendant 15'
	50 mm/h pendant 15'	
Hauteur de pluie (mm)	96.7	61.7
Durée de la pluie	85 minutes	50 minutes

Des "accidents" (erreurs de manipulation, panne de moteur...) font que les averses du 29/10/88, du 03/11/88 et du 04/11/88 ne correspondent pas exactement aux pluies types (voir annexe 1).

1.3 Analyse des données et modélisation empirique

1.3.1 Relations entre les lames ruisselées et les hauteurs de pluie

Modélisation par averse

Comme il a été dit plus haut, ces relations sont linéaires et de la forme $LR = A.(P_u - P_i)$. L'analyse des données présentées en Annexe 1 donne les résultats suivants.

	Saison humide			Saison sèche			
	IK	$\Sigma(P_a)$	LR		IK	$\Sigma(P_a)$	LR
averse 1	8,8	210	0,81 (P - 4,6)	averse 1 ⁸	0	80	0,57 (P - 41)
averse 2	6,1	0	0,37 (P - 21)	averse 2	43,8	200	0,53 (P - 5,8)
averse 3	22,9	97	0,66 (P-12,6)	averse 3	82,2	261	0,64 (P - 2,9)
				averse 4	52,9	323	0,75 (P - 4,3)
				averse 5	69,5	385	0,77 (P - 4,6)

avec P_a : pluie antérieure à l'averse considérée

On peut également visualiser les relations ainsi obtenues en saison des pluies et en saison sèche (figures 13a et 13b).

Ces résultats appellent les remarques suivantes :

En saison humide :

Deux parcelles ont été utilisées pour effectuer les expériences :

- la parcelle SAM 3 sur laquelle ont été appliquées les averses 2 et 3 après sarclage du sol.
- une autre parcelle sarclée au début du mois d'août ($\Sigma(P_a) = 210$ mm) sur laquelle a été appliquée l'averse 1.

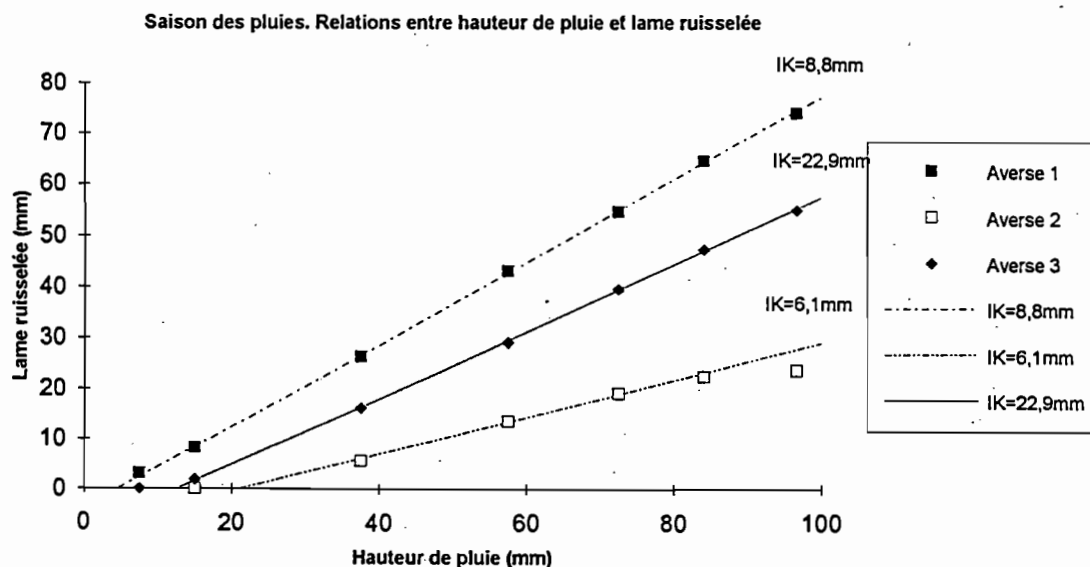


Figure 13a : Relations entre les hauteurs de pluie et les lames ruisselées en saison des pluies

⁸ Cette expérience est entachée d'une anomalie dans le protocole d'averse.

En saison sèche :

Comme la figure 13b le montre, l'averse n°1 se détache distinctement des autres averses. L'interprétation des relations obtenues à partir de cette première averse est à faire avec précautions, le protocole prévu n'ayant pas été respecté.

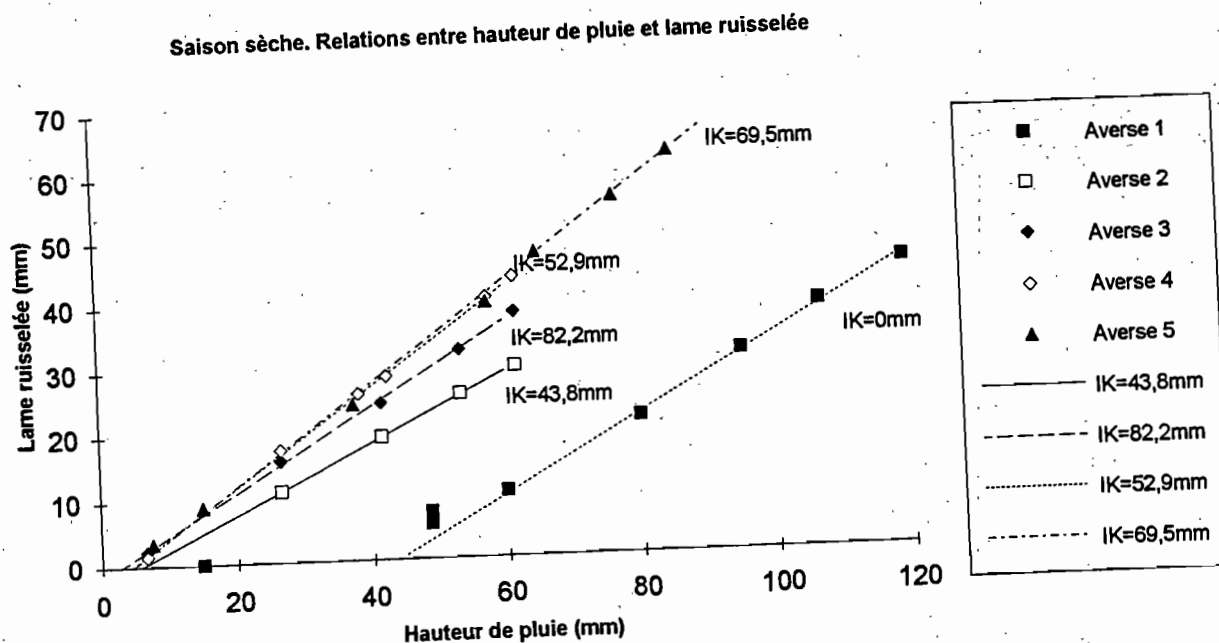


Figure 13b : Relations entre les hauteurs de pluie et les lames ruisselées en saison sèche

Globalement, sauf pour l'averse n°2 (IK valant 82,2 mm), à une valeur donnée de la pluie utile, la lame ruisselée croît avec IK. Cela correspond à ce qui a été observé durant la saison humide. Il est intéressant de noter que l'averse correspondant à une valeur de IK de 82,2 mm est une averse qui se produit après que la somme des pluies tombées depuis le dernier sarclage est supérieure à 200 mm. LAMACHERE (1991) a montré que, au-delà d'une valeur de 200 mm de la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage, le sarclage ne joue plus aucun rôle. On peut alors penser que, à partir de l'averse n°3, l'existence d'une croûte de surface stabilisée dans son évolution, devrait redonner une certaine importance à l'humectation du sol. Or, à partir de cette averse, les suivantes donnent des lames ruisselées supérieures, même si l'indice d'humectation est inférieur.

On peut alors se demander laquelle, de IK et de ΣPa , constitue la variable explicative principale du ruissellement. Pour cela, une modélisation des paramètres A et P_i sera tentée.

Evolution des paramètres du modèle entre les différentes averses

Lors de la modélisation de cette évolution, la première averse en saison sèche ne sera pas prise en compte.

Paramètre A

La représentation de A en fonction de IK montre que l'indice d'humectation n'est pas un facteur explicatif essentiel pour la modélisation de A (figure 14). La liaison entre ce paramètre et IK ne semble pas évidente. C'est ce que confirme d'ailleurs le coefficient de corrélation R qui vaut 0,106. Par conséquent, dans la suite de l'étude, sachant que l'humectation du sol joue un rôle dans la compréhension des phénomènes de ruissellement, IK sera introduit en tant que facteur explicatif secondaire, le facteur explicatif principal étant la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage.

Pour modéliser le rôle de IK, une corrélation est faite entre la part non expliquée par le facteur principal, c'est-à-dire le résidu, et le facteur secondaire IK. C'est ce qui figure dans le tableau suivant, qui montre la valeur absolue de la différence entre les valeurs observées et calculées de A (calcul effectué uniquement en tenant compte du paramètre ΣPa), les valeurs de IK pour lesquelles une relation de type exponentielle a été cherchée.

A observé	A calculé à partir de ΣPa	Valeur absolue des écarts	Valeurs de IK retenues pour l'ajustement (mm)
0,81	0,8658	0,0558	8,8
0,37	0,3999	0,0299	
0,66	0,5713	0,0887	22,9
0,53	0,5496	0,0196	52,9
0,64	0,6236	0,0164	
0,75	0,7091	0,0409	82,2
0,77	0,8061	0,0361	69,5

Une distinction apparaît entre les deux saisons, si bien que l'on a :

en saison humide :

$$A = \exp(-0,90 + 0,0037 \cdot \Sigma Pa) + \exp(-2,88 + 0,055 \cdot IK)$$

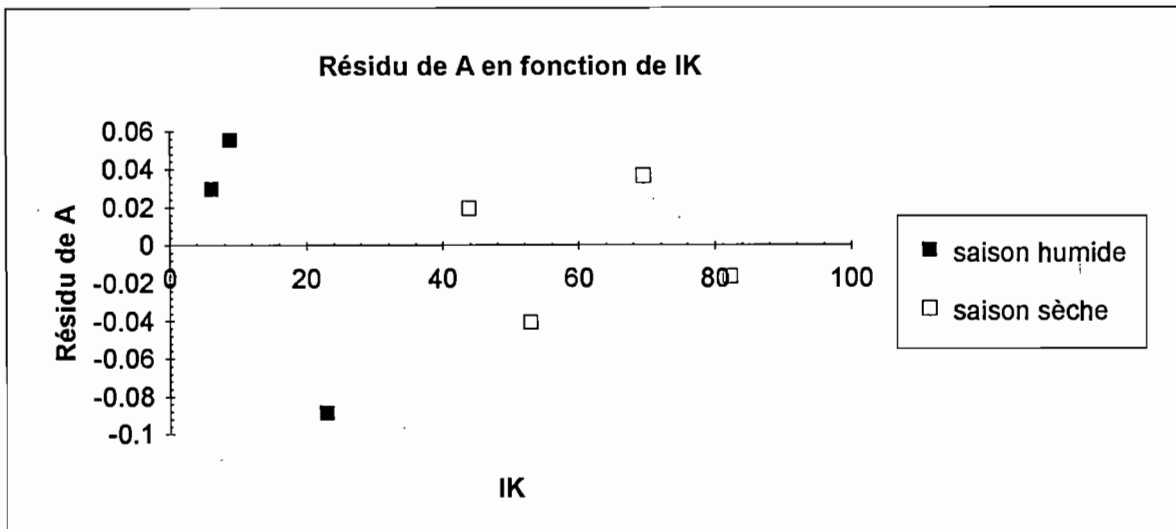
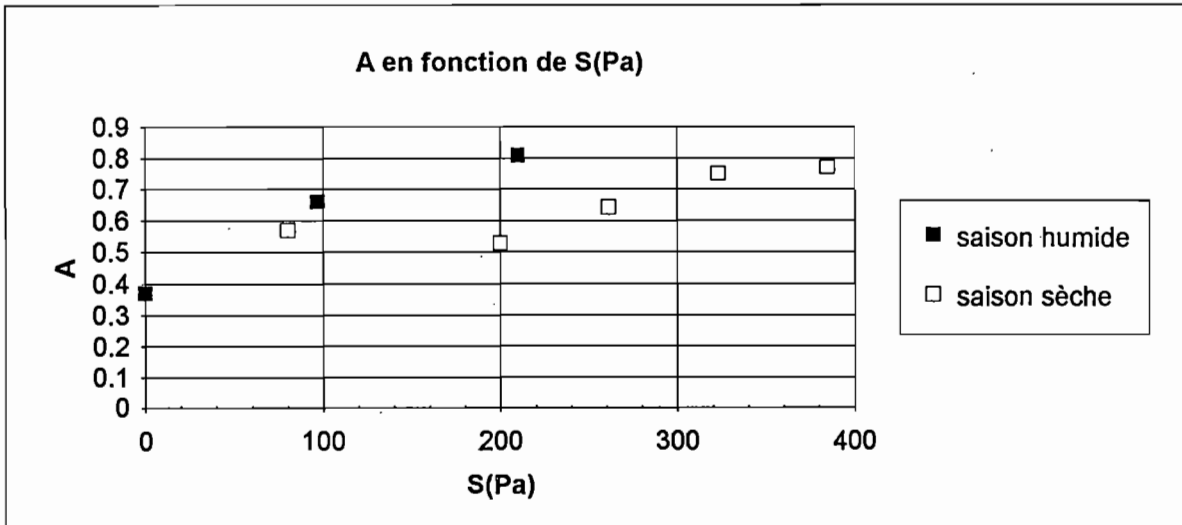
en saison sèche :

$$A = \exp(-1,01 + 0,0021 \cdot \Sigma Pa) + \exp(-2,88 + 0,055 \cdot IK)$$

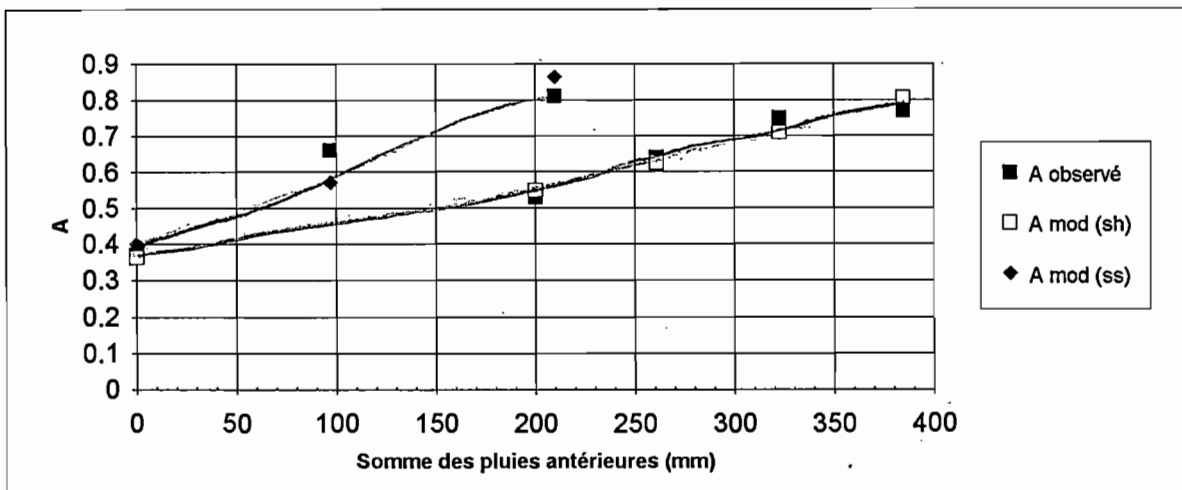
On retrouve bien que le paramètre A croît avec la quantité de pluie tombée depuis le dernier sarclage, sachant qu'un palier est atteint à 0,80. Cela correspond à un ruissellement intense. Les valeurs telles qu'elles ont été observées pendant la simulation, sont comparées, dans le tableau suivant, avec les valeurs calculées de A à partir de cette relation.

A	Saison humide				Saison sèche			
Observées	0,81	0,37	0,66	0,53	0,64	0,75	0,77	
Calculées	0,95	0,48	0,63	0,59	0,65	0,75	0,83	

Figure 14 : visualisation du paramètre A en fonction de IK et de SPa



Modélisation du paramètre A



Paramètre Pi

La figure 15 montre que ΣPa explique correctement la pluie d'imbibition ($R = 0,99$).

Une loi de type exponentielle décroissante a été choisie, sachant que, à partir de 200 mm de pluies tombées depuis le dernier sarclage, suite à l'encroûtement, la pluie d'imbibition atteint un palier autour de 5mm.

On a ainsi, pour les valeurs de ΣPa inférieures à 200mm :

$$Pi = \exp(3,525 - 0,0096 \cdot \Sigma Pa) + 0,742 - 0,025 \cdot IK$$

La comparaison entre valeurs calculées et valeurs observées montre :

Pi	Saison humide			Saison sèche			
Observées	4,6	21	12,6	5,8	2,9	4,3	4,6
Calculées	5	34,5	13,5	5	5	5	5

Lame ruisselée

Comme $Lr = A (Pu - Pi)$, on a ainsi :
en saison sèche :

$$Lr = \{ \exp(-1,01 + 0,0021 \cdot \Sigma Pa) + \exp(-2,88 + 0,055 \cdot IK) \} \times \{ Pu - \exp(3,525 - 0,0096 \cdot \Sigma Pa) - 0,742 + 0,025 \cdot IK \}$$

en saison humide :

$$Lr = \{ \exp(-0,92 + 0,0037 \cdot \Sigma Pa) + \exp(-2,88 + 0,055 \cdot IK) \} \times \{ Pu - \exp(3,525 - 0,0096 \cdot \Sigma Pa) - 0,742 + 0,025 \cdot IK \}$$

Le tableau suivant confronte les lames ruisselées observée et calculée.

Lame ruisselée	Saison humide			Saison sèche			
Observée	74	23,8	55,1	29,4	37,8	43,2	62,1
Calculée	85,3	20,9	48,1	28,5	35,3	39,3	65,5

La relation Lr (calculée) en fonction de Lr (observée) apparaît dans la figure 16. Pour estimer la dispersion par rapport aux valeurs observées, la somme des résidus a été calculée, donnant ici la valeur 220.

Figure 15 : visualisation de la pluie d'imbibition et modélisation .

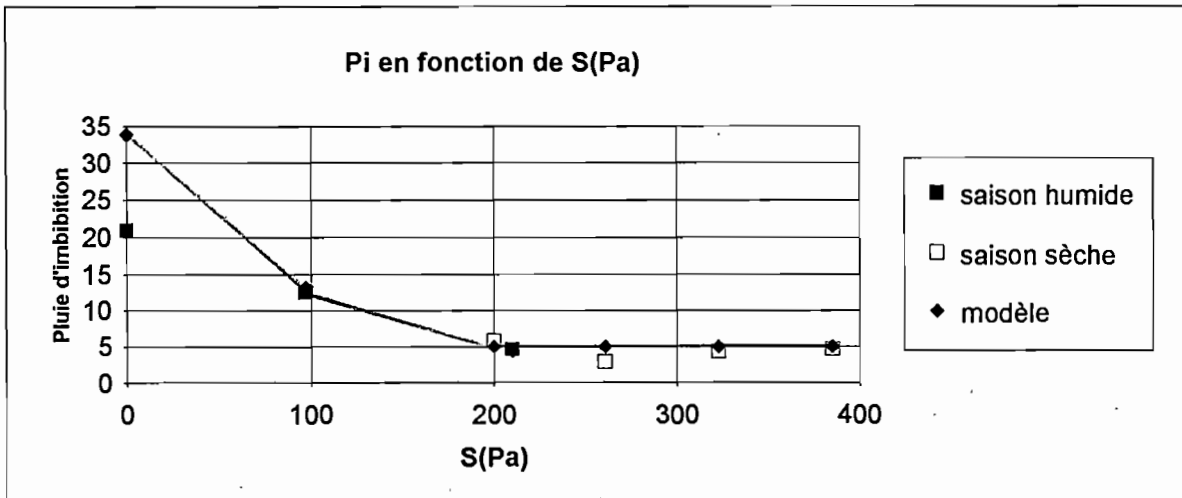
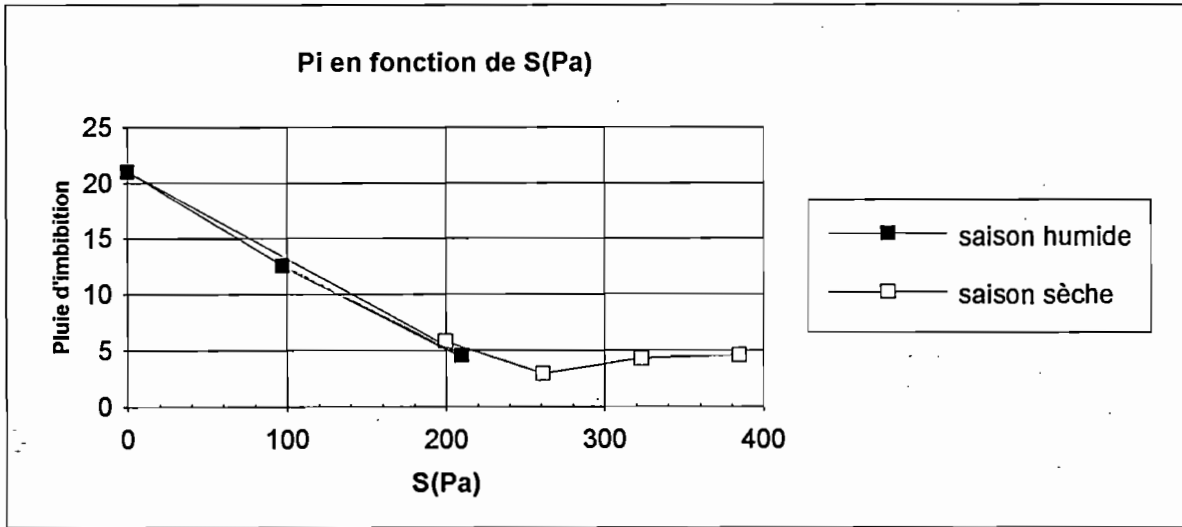
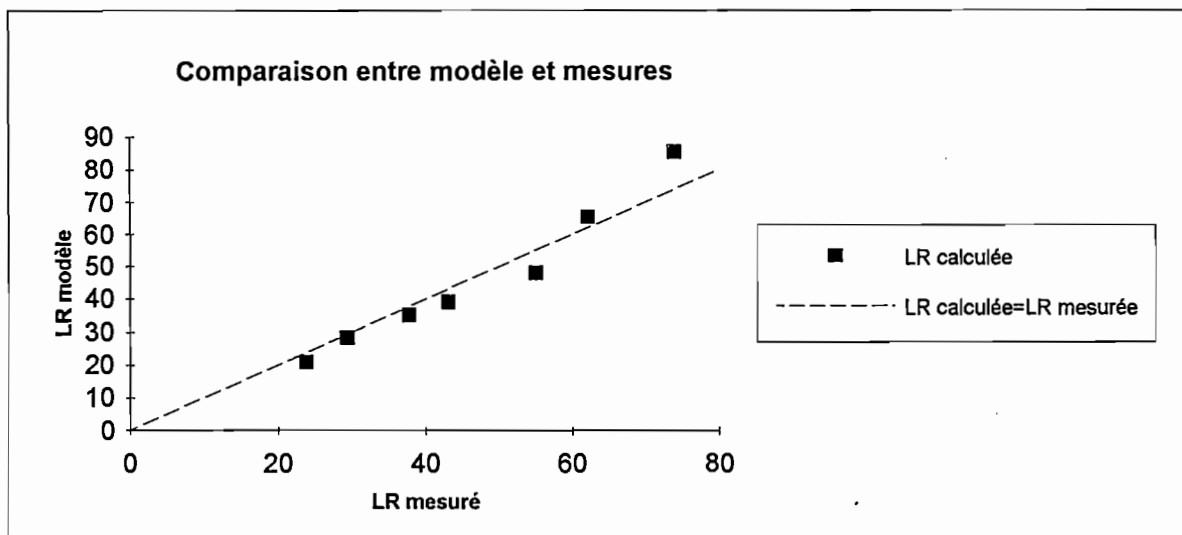


Figure 16 : Lame ruisselée estimée à partir des hauteurs de pluie



1.3.2 Relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement

Modélisation par averse

La relation $R_x = a (I - I_1)$ est déterminée en ajustant une droite à partir du nuage de points de coordonnées (I, R_x) . C'est la valeur maximale, donc a priori stabilisée, de l'intensité de ruissellement qu'il faut prendre en compte. Cette valeur correspond en effet au régime permanent de l'hydrogramme de ruissellement.

L'abscisse à l'origine de la courbe obtenue donne l'intensité de pluie limite du ruissellement (I_1). Cette relation permet d'obtenir le coefficient partiel de ruissellement a , et les paramètres a et I_1 sont supposés constants pour la même averse. On a alors :

Saison humide			Saison sèche		
	a	I_1 (mm)		a	I_1 (mm)
averse 1	0,85	5,1	averse 1	0,88 ou 0,66	21,5
averse 2	0,56	32,6	averse 2	0,60	10
averse 3	0,73	11,3	averse 3	0,70	10,2
			averse 4	0,86	9,3
			averse 5	0,81	6,1

Les relations peuvent être observées sur les figures 17a et 17b.

En saison humide :

Les mêmes remarques que celles émises pour les relations entre les lames ruisselées et les hauteurs de pluie peuvent être faites ici. On retrouve (figure 17a) l'importance du phénomène d'encroûtement dans la variation de la valeur du coefficient partiel de ruissellement.

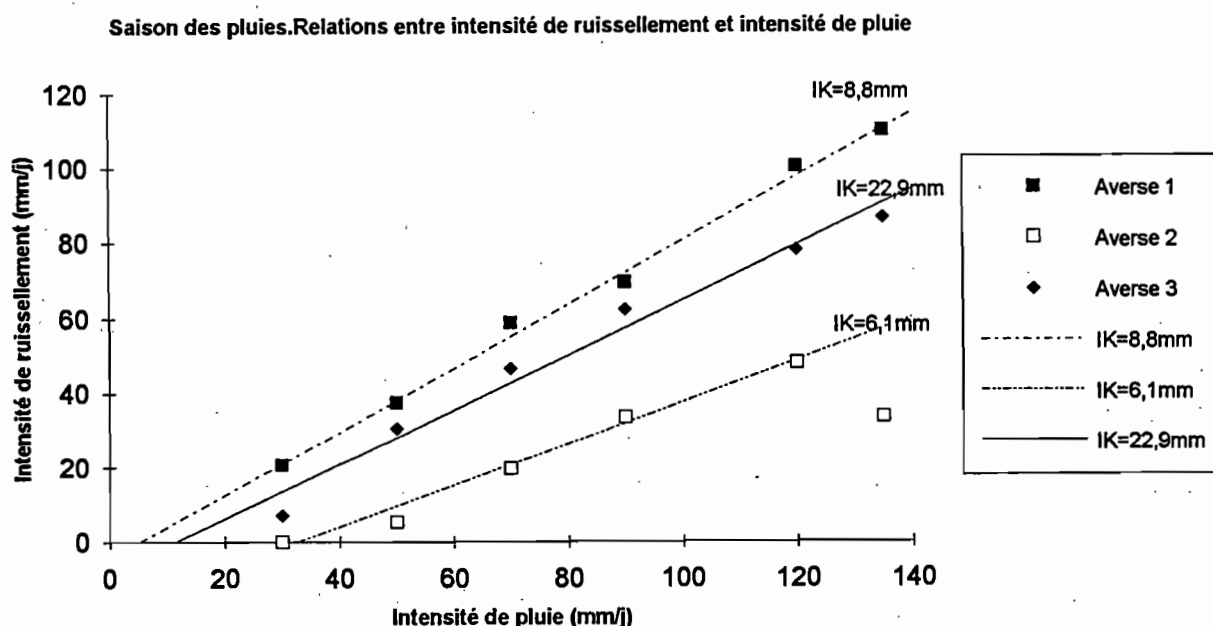


Figure 17a : Relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement

En saison sèche :

La première averse de la saison sèche (figure 17b) correspond à une averse "non classique". Elle correspond en effet à deux corps d'averse avec des intensités fortes séparées par un intervalle de temps d'environ 20 minutes. C'est une averse qui n'est pas toujours rencontrée à Bidi, mais elle peut néanmoins se produire (averse du 7 au 8/07/1992 à Samniweogo). Le comportement du sol semble différent si on provoque une interruption.

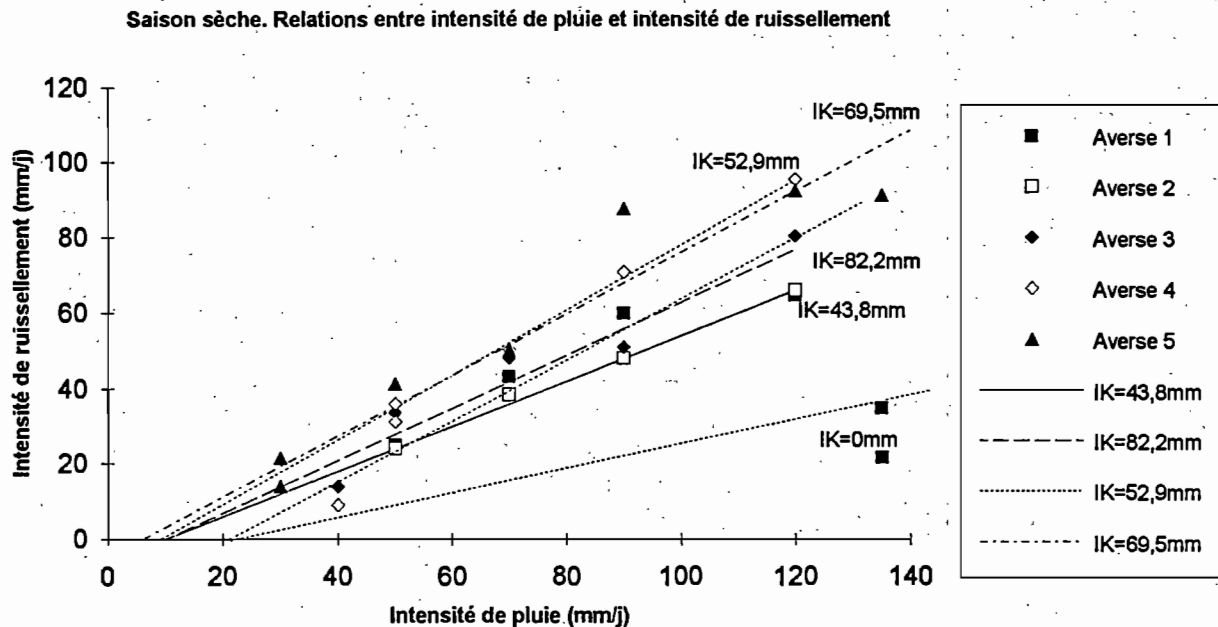


Figure 17b : Relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement

Rôle de la pédologie

A titre de comparaison, au Niger, où des simulations de pluies ont été également effectuées, les intensités de pluie limites du ruissellement sont supérieures à 60/70 mm/h. Ces valeurs sont beaucoup plus fortes que celles obtenues à Samniwéogo. Il est cependant à noter que la pédologie est différente (NAGUMO 1992). Le profil pédologique moyen des sols du Niger sur lesquels les simulations ont eu lieu, fait état :

- soit de sables brun rouge où la proportion d'argile est, dans l'horizon A, de 4,4 % en moyenne, et, dans l'horizon sous la surface (" subsurface horizon "), de 11,7% en moyenne ;
- soit de sables blancs, où ces proportions sont respectivement de 2,7 et 6,2 %.

Sur le haut-versant de Bidi-Samniweogo, les proportions d'argiles sont de 7 à 15 %. Les valeurs obtenues pour I_1 à Bidi sont donc cohérentes avec ce qui a été déjà observé au Niger, dans un autre pays de la zone soudano-sahélienne. Les valeurs faibles s'expliquent par la proportion d'argile qui est supérieure à celles généralement observées au Niger, l'argile jouant un rôle " imperméabilisant ".

CASENAVE et VALENTIN 1989 nous rappellent en outre que l'existence de discontinuités pédologiques constitue un obstacle qui diminue les intensités d'infiltration, même en l'absence de croûtes de surface. Or, on a vu l'importance du phénomène d'encroûtement dans la compréhension du ruissellement sur SAM3. En effet, en zone sahélienne (VALENTIN 1981),

le comportement des sols vis-à-vis de l'eau (infiltration et ruissellement) dépend principalement de leur **organisation superficielle**.

Lorsque la porosité superficielle du sol est ouverte, par exemple pour un sol avec une couverture végétale herbeuse abondante, la valeur minimale de l'intensité de pluie limite de ruissellement est voisine de la conductivité hydraulique à saturation K_s (ALBERGEL 1987). Dans la plupart des cas, la valeur minimale de I_1 est nettement inférieure à celle de la conductivité hydraulique à saturation. Dans notre situation, l'existence de la croûte de battance, ainsi que le phénomène de **submersion partielle** expliquent que l'on ait une perméabilité inférieure à la perméabilité à saturation, qui vaut (GUILLET 1991)

$$K_s = 180 \pm 36 \text{ mm / h .}$$

De même, une modélisation des paramètres a et I_1 sera tentée dans la suite de l'étude, pour essayer d'appréhender les rôles respectifs de IK et de ΣPa sur le ruissellement.

Evolution des paramètres du modèle entre les différentes averses

Paramètre a : coefficient partiel de ruissellement

Ici, il a paru intéressant d'introduire deux relations, l'une en saison sèche, et l'autre en saison humide (figure 18). Les relations obtenues laissent apparaître des pentes identiques (liées au sol lui-même), et des ordonnées à l'origine différentes (liées à l'état d'humectation du sol).

On a donc, en saison humide, la relation :

$$a = 0,57 + 0,0013 \cdot \Sigma Pa$$

Puis, à partir de 200 mm de pluies tombées, le coefficient partiel de ruissellement atteint un palier, autour de 0,85.

On a par contre, en saison sèche, la relation :

$$a = 0,38 + 0,0013 \cdot \Sigma Pa$$

Le palier pour le coefficient partiel de ruissellement est atteint plus tard. Un tel décalage s'expliquerait par la différence d'humidité du sol.

En effet, en considérant la relation liant a et l'intensité de ruissellement, on comprend que, pour une date donnée, avec la même somme de pluies antérieures tombées depuis le dernier sarclage, le ruissellement observé sur une parcelle plus humide sera plus important. Cela explique que, en saison des pluies, la droite modélisant a soit au-dessus de celle modélisant a en saison sèche. La pente identique correspond à une réponse identique du sol à une même sollicitation externe.

En saison humide, dès que l'on atteint 200 mm de pluies antérieures, un palier est atteint pour le coefficient partiel de ruissellement. Ce palier n'est atteint que plus "tard" en saison sèche, à partir de 350 mm de pluies antérieures. Ce décalage peut être interprété comme le temps nécessaire au sol, en saison sèche, pour atteindre un état à partir duquel le ruissellement est maximal.

On a alors le tableau suivant :

a	Saison humide			Saison sèche			
Observées	0,85	0,56	0,73	0,60	0,70	0,86	0,81
Calculées	0,85	0,57	0,70	0,63	0,71	0,79	0,87

Paramètre I_1

Le même principe que précédemment a été retenu. Ainsi, on a :

- en saison humide :

$$I_1 = \exp(3,412 - 0,0088 \cdot \Sigma Pa) + 2,56 - 0,94 \cdot \ln(IK + 1)$$

I_1 vaut 30 mm/h pour un IK nul.

Un palier de 5 mm/h est atteint à partir de $\Sigma Pa = 200$ mm.

- en saison sèche :

$$I_1 = \exp(3,93 - 0,0056 \cdot \Sigma Pa) + 2,56 - 0,94 \cdot \ln(IK + 1)$$

I_1 vaut 50 mm/h pour un IK nul.

Un palier de 10 mm/h cette fois est atteint à partir de $\Sigma Pa = 200$ mm.

Comparaison entre valeurs estimées et mesurées pour l'intensité limite du ruissellement

II	Saison humide			Saison sèche			
Observées	5,1	32,6	11,3	10	10,2	9,3	6,1
Calculées	5,3	31,2	12,5	15,4	10	10	10

Voir figure 19.

Lame ruisselée

Dans le modèle, le calcul de l'intensité de ruissellement est d'abord effectué. Puis, en intégrant par rapport au temps la relation $R_x = a(I - I_1)$, on en déduit la lame ruisselée.

L'intensité de ruissellement, compte tenu des modèles déterminés pour a et I_1 , s'exprime par conséquent par :

- en saison humide :

$$R_x = (0,57 + 0,0013 \cdot \Sigma Pa) \cdot \{I - I_1\}$$

avec $I_1 = \exp(3,412 - 0,0088 \cdot \Sigma Pa) + 2,56 - 0,94 \cdot \ln(IK + 1)$, si on est en-deçà de 200 mm ; autrement $I_1 = 5$ mm/h (30 si $IK = 0$)

- en saison sèche :

$$R_x = (0,38 + 0,0013 \cdot \Sigma Pa) \cdot \{I - I_1\}$$

avec $I_1 = \exp(3,93 - 0,0056 \cdot \Sigma Pa) + 2,56 - 0,94 \cdot \ln(IK + 1)$, si on est en-deçà de 200 mm ; autrement $I_1 = 10$ mm/h (50 si $IK = 0$)

Figure 18 : visualisation du coefficient partiel de ruissellement et modélisation

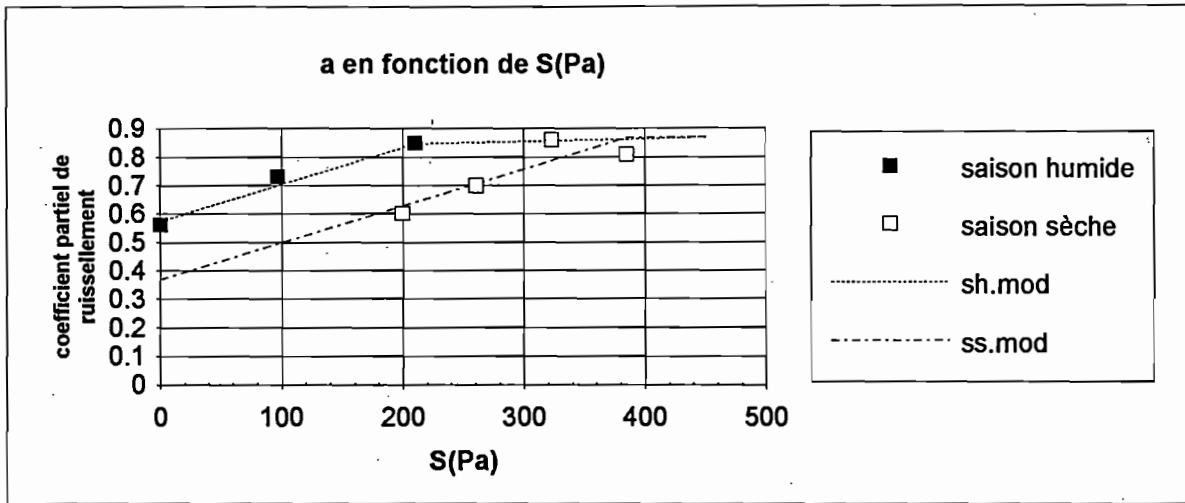


Figure 19 : visualisation de l'intensité limite du ruissellement

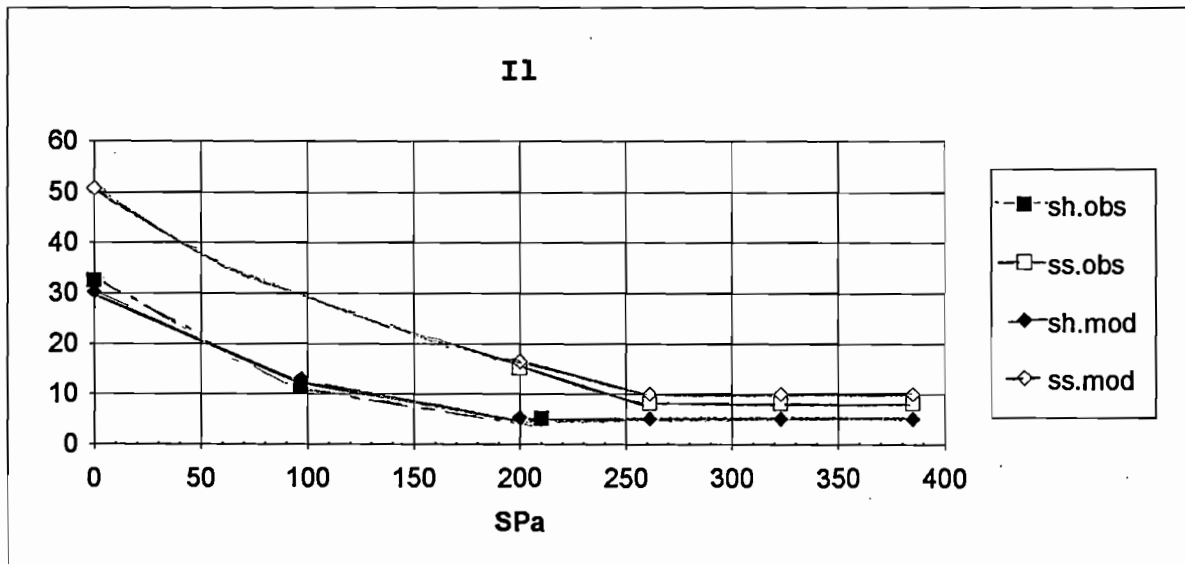
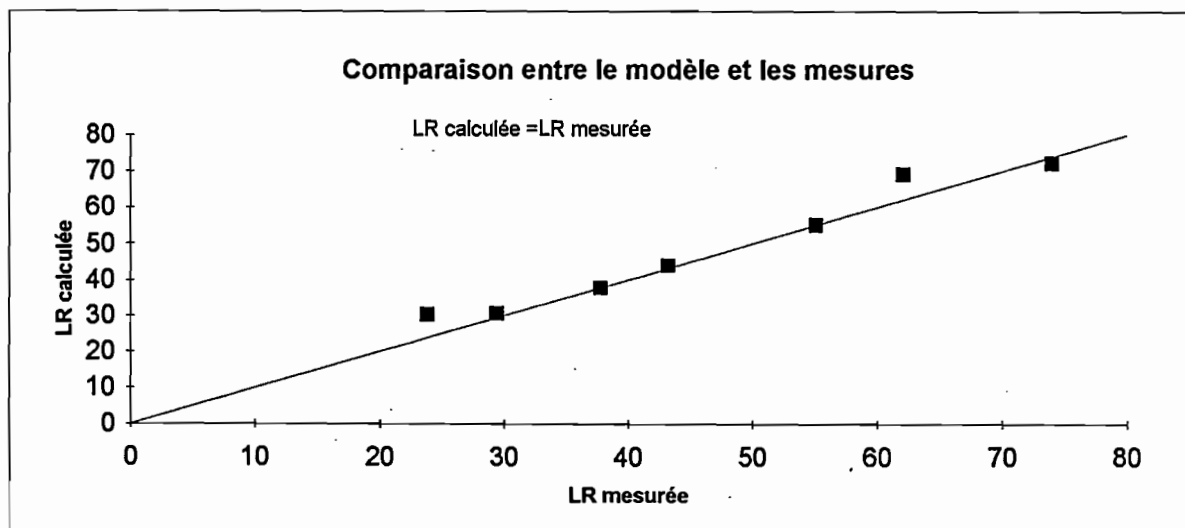


Figure 20 : lame ruisselée obtenue à partir des intensités de pluie



Les calculs de la lame ruisselée donnent par conséquent :

Lame ruisselée	Saison humide			Saison sèche			
	Observée	74	23,8	55,1	29,4	37,8	43,2
Calculée	72,3	30,1	55,1	30,6	37,7	44,0	69,2

Les lames ruisselées observées et calculées à partir du modèle sont représentées sur la figure 20. La somme des carrés des résidus vaut cette fois-ci 95. On constate un meilleur ajustement dans ce deuxième cas.

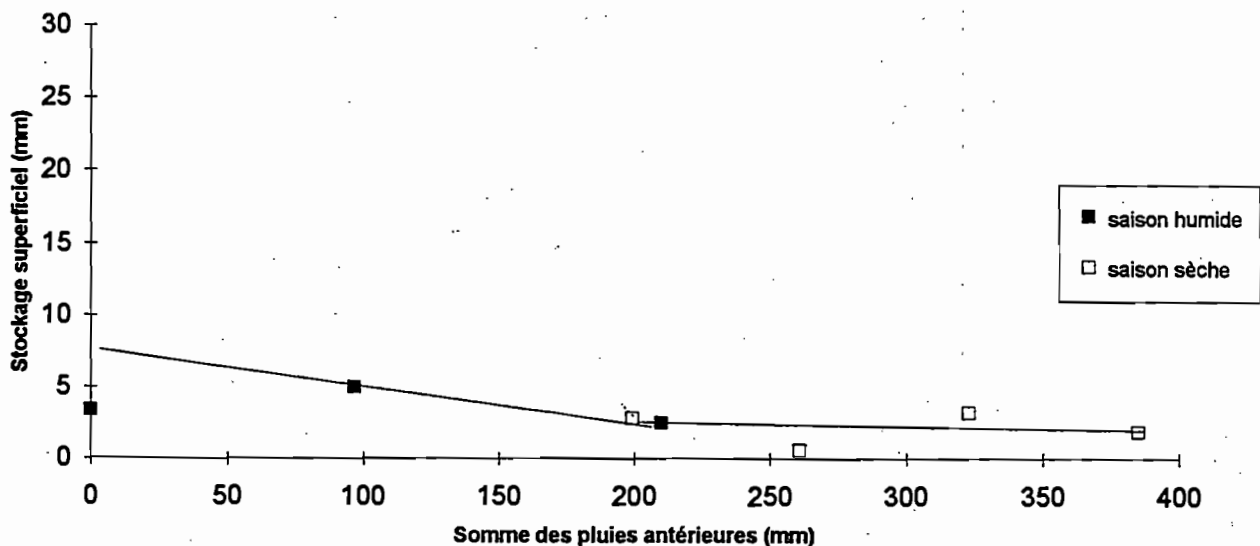
1.3.3 Intégration en fonction du temps des relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement

Le stock hydrique superficiel du sol non récupérable en fin d'averse peut ensuite être déterminé à partir des relations précédentes. Par conséquent :

Valeurs de S (mm)	Saison humide				
	averse 1	averse 2	averse 3		
	2,5	3,4	5		
	Saison sèche				
	averse 1	averse 2	averse 3	averse 4	averse 5
	26,3	2,8	0,6	3,2	1,9

L'averse n°1 étant entâchée d'une anomalie de protocole, elle sera dissociée des autres averses pour l'estimation de S.

Figure 21 : Visualisation du stock hydrique superficiel.



Il suffit de modéliser S en prenant une valeur moyenne, qui vaut 3 mm.

1.34 Rôle de la croûte de surface

Les résultats obtenus en simulation de pluie permettent d'approcher l'évolution au cours du temps, ou plus exactement au cours des différentes averses, de la vitesse d'infiltration. C'est ce qui apparaît dans les figures 22 et 23.

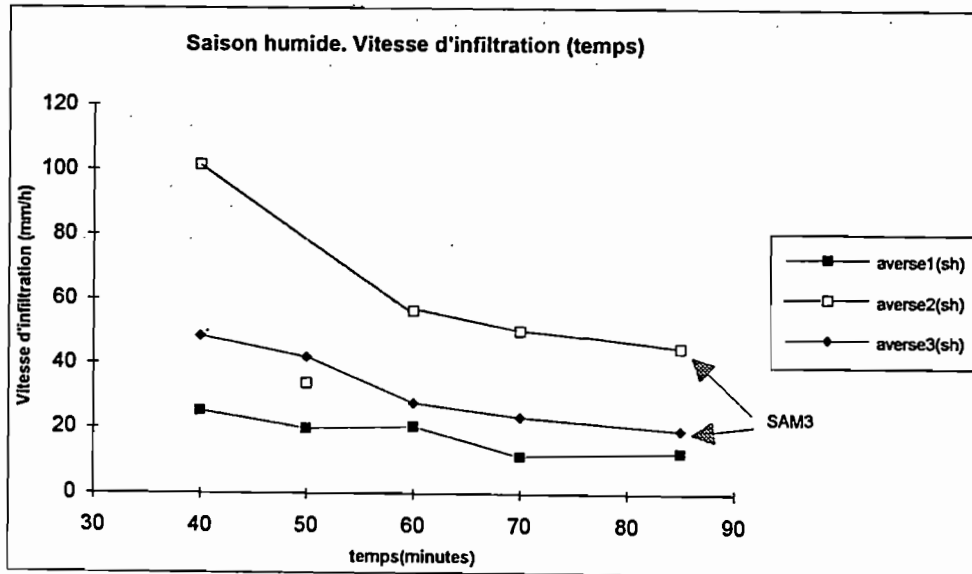


Figure 22 : Evolution de la vitesse d'infiltration au cours de la simulation en saison des pluies

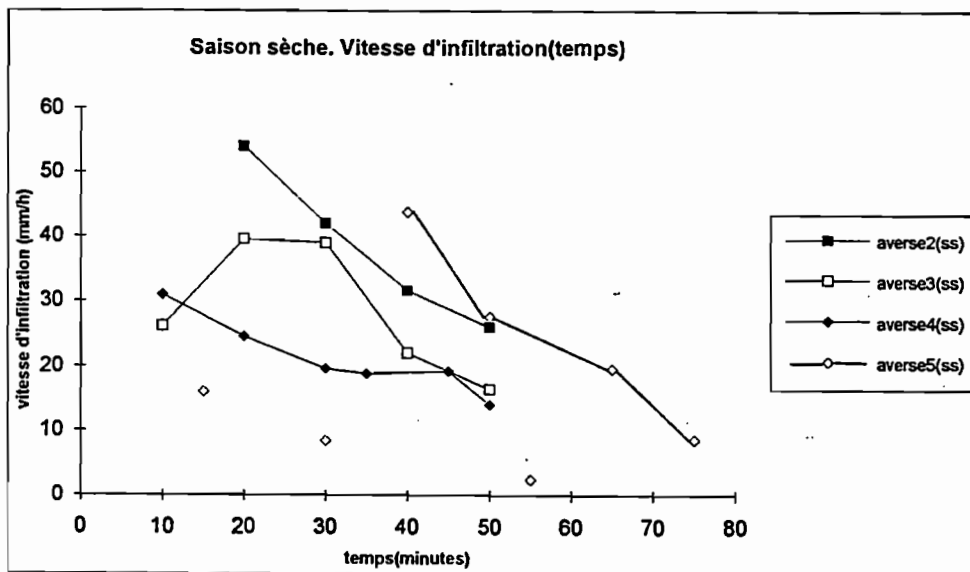


Figure 23 : Evolution de la vitesse d'infiltration au cours de la simulation de pluies en saison sèche

Les courbes obtenues sont bien conformes avec la théorie présentée dans la partie 1.1.6, théorie selon laquelle la vitesse d'infiltration après une averse est soit en diminution, soit constante. Cependant, pour confronter la réalité (ce qui est obtenu avec les expériences de simulation de

pluie) et la théorie, il serait intéressant de connaître, et pour cela de modéliser, l'évolution de la croûte de surface, puisque c'est cette croûte de surface qui va déterminer l'infiltration.

Cependant, l'infiltration est un phénomène qui se produit à une échelle de temps différente de celle de la simulation de pluies, qui a initialement pour but de déterminer le ruissellement. En effet, par des relations entre les hauteurs de pluie et les lames ruisselées, les caractéristiques de surface de différents types de sol ont ainsi été définies. La simulation de pluie présente l'avantage d'être une expérience relativement courte (de l'ordre de l'heure).

L'infiltration, quant à elle, continue à se produire bien après que la simulation de pluie ait cessé, et cela sur plusieurs heures voire sur une durée de l'ordre du jour.

Pour modéliser l'évolution de la croûte de surface, et par là l'évolution de l'infiltration au cours du temps, il aurait fallu avoir des valeurs tensio-neutroniques à des profondeurs plus faibles que celles qui ont été explorées lors des campagnes de simulation de pluies.

On voit néanmoins que la croûte de surface joue un rôle important dans la compréhension des phénomènes observés. La figure 22 montre la différence de vitesse d'infiltration entre la première averse de la saison humide (qui a lieu sur une parcelle avec un sol encroûté), et la deuxième averse, qui se fait sur SAM 3 (non encroûté). Sur SAM 3, on constate qu'il y a une diminution notable de la vitesse d'infiltration, suite à une évolution importante de la croûte de surface. L'autre parcelle présente une vitesse d'infiltration quasiment constante, bien que globalement décroissante, qui laisse supposer qu'une croûte était déjà présente avant l'expérience. C'est aussi ce que l'on retrouve en examinant la figure 24.

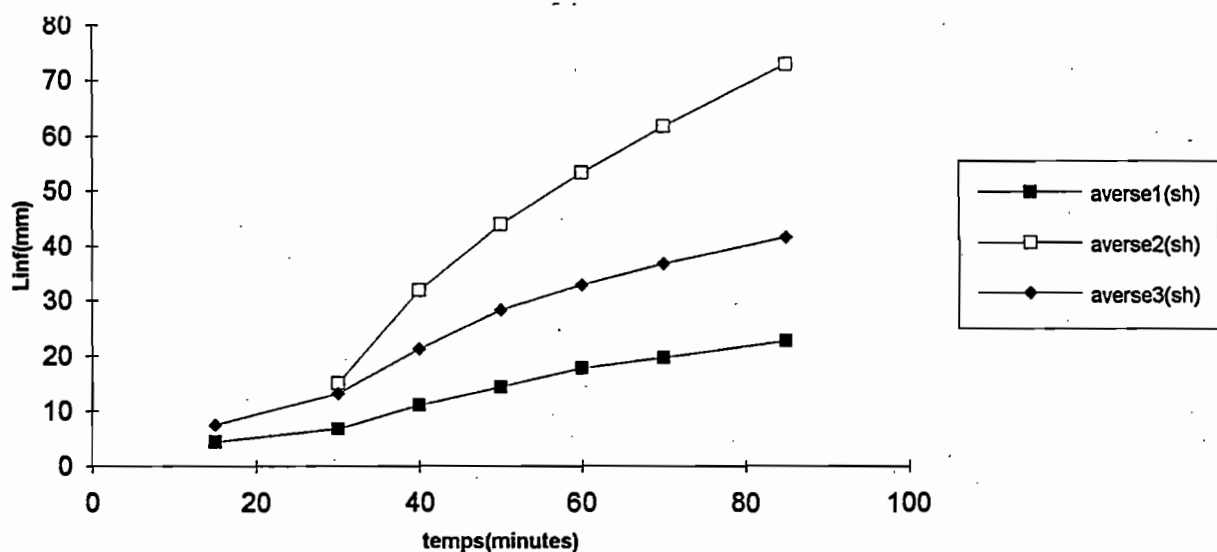


Figure 24 : Evolution de la lame infiltrée en fonction du temps en saison des pluies

On voit ici l'influence de la croûte qui fait que, en partant de valeurs de lames infiltrées avec un rapport de 2 en faveur de la parcelle non encroûtée, on arrive à un facteur compris entre 3 et 4 près de 60 minutes plus tard, sachant que, au départ, l'état d'humectation des deux parcelles était quasi identique.

1.4 Conclusion sur la modélisation du ruissellement sous pluies simulées

Les expériences de simulation de pluies sur parcelles expérimentales de Bidi réalisées en 1988 (LAMACHERE 1989) ont montré que l'aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après un sarclage dépendait principalement de la somme des pluies depuis le dernier sarclage. Dès que cette somme atteint 100 mm, il se forme une pellicule de battance⁹, l'action des gouttes de pluie renforçant alors la cohésion des particules du microhorizon superficiel. Quand la somme des pluies depuis le dernier sarclage dépasse 200 mm, le sarclage ne joue plus aucun rôle. Son effet sur l'infiltration diminue considérablement, et tous les paramètres du ruissellement se conjuguent pour que celui-ci atteigne un rendement maximal. L'évolution de l'aptitude au ruissellement des sols sableux fins sarclés va par conséquent dans le sens d'un accroissement rapide avec la quantité de pluie tombée sur le sol depuis le dernier sarclage.

On a vu que le phénomène d'encroûtement joue un rôle non négligeable pour comprendre le ruissellement. En effet, le premier sarclage transforme fondamentalement l'état de surface du sol, en détruisant la croûte de battance mise en place depuis le début de la saison humide (TRAORE 1990). La violence de la chute des gouttes détruit la cohésion des couches superficielles du sol et arrache les matériaux. En s'abattant ainsi sur le sol, les gouttes arrachent et éparpillent les particules fines de terre en les faisant rejaillir. Celles-ci colmatent les pores du sol, réduisant de ce fait progressivement sa perméabilité.

Le mélange de buttes et de microdépressions donne à la surface du sol une grande rugosité qui favorise une très grande infiltration des premières pluies tombant juste après ce sarclage. A partir de ce moment, les différents facteurs pédologiques conditionnant le ruissellement évoluent en passant par les mêmes valeurs que celles d'avant le sarclage. Les pluies consécutives au sarclage travaillent à aplanir le microrelief et à imperméabiliser le sol en développant une pellicule de battance.

Après le deuxième sarclage, les paramètres évoluent de la même manière qu'avant et après le premier sarclage. Cette situation semble liée à l'importance de la couverture du sol par les cultures qui favorisent énormément l'infiltration.

L'étude confirme l'évolution du comportement des surfaces élémentaires sur sols sableux fins après un sarclage butté, mais en distinguant la saison sèche de la saison des pluies. Pour estimer la lame ruisselée, deux types de relations sont utilisables,

- reliant L_r et P_u , d'une part (relations (1)):

- en saison sèche :

$$L_r = \{ \exp(-1,01 + 0,0021 \cdot \Sigma Pa) + \exp(-2,88 + 0,055 \cdot IK) \} \times \{ P_u - \exp(3,525 - 0,0096 \cdot \Sigma Pa) - 0,742 + 0,025 \cdot IK \}$$

- en saison humide :

$$L_r = \{ \exp(-0,92 + 0,0037 \cdot \Sigma Pa) + \exp(-2,88 + 0,055 \cdot IK) \} \times \{ P_u - \exp(3,525 - 0,0096 \cdot \Sigma Pa) - 0,742 + 0,025 \cdot IK \}$$

La distinction entre la saison sèche et la saison humide intervient essentiellement dans l'expression du paramètre A, mais pas dans le calcul de la pluie d'imbibition.

⁹La battance est la " destruction de la structure sous l'effet de la pluie avec formation d'une pellicule ou d'une mince croûte superficielle, continue, dite de battance "

(*) Dictionnaire d'agriculture 1977 index anglais et espagnol. PARIS, La maison rustique in VALENTIN 1985

- et reliant les intensités de pluie et les intensités de ruissellement, d'autre part (relations (2)) :

- en saison sèche :

$$R_x = (0,38 + 0,0013 \cdot \Sigma Pa) \cdot \{I - I_1\}$$

avec $I_1 = \exp(3,93 - 0,0056 \cdot \Sigma Pa) + 2,56 - 0,94 \cdot \ln(IK + 1)$, si on est en-deçà de 200 mm ; autrement $I_1 = 10$ mm/h (50 si $IK = 0$)

- en saison humide :

$$R_x = (0,57 + 0,0013 \cdot \Sigma Pa) \cdot \{I - I_1\}$$

avec $I_1 = \exp(3,412 - 0,0088 \cdot \Sigma Pa) + 2,56 - 0,94 \cdot \ln(IK + 1)$, si on est en-deçà de 200 mm ; autrement $I_1 = 5$ mm/h (30 si $IK = 0$)

On s'aperçoit, en particulier lors de l'utilisation de ces relations $R_x = a \cdot (I - I_1)$, de l'importance de connaître l'état d'humectation du sol. En effet, une même valeur du coefficient partiel de ruissellement a est atteinte plus tard en saison sèche, donc avec un sol moins humecté, qu'en saison humide. Ce décalage traduit une formation plus tardive de la croûte de surface.

De même, cette différence d'humectation explique que l'on atteigne des intensités de pluie limite de ruissellement différentes pour les deux saisons.

Pour confirmer la distinction qui apparaît entre la saison sèche et la saison humide, il faudrait refaire des expériences de simulation de pluie, qui soient mieux maîtrisées, afin d'avoir une gamme plus intéressante de valeurs pour l'indice d'humectation, et de mieux tenir compte du sarclage.

Néanmoins, les modèles obtenus sont relativement satisfaisants dans la mesure où ils permettent d'approcher sans grande erreur les valeurs de la lame ruisselée réelle. Cependant, il est à rappeler que la relation dite (1) n'est valable que pour des intensités fortes (fréquence décennale ou annuelle). Cela risque de nous poser problème dans la suite de notre étude puisque nous nous intéressons à ce qui se passe en temps normal, autrement dit pour des averses pour lesquelles les intensités ne sont pas systématiquement particulièrement élevées. Par contre, la relation dite (2) est valable tout le temps. Il serait peut-être plus judicieux de plutôt utiliser les relations faisant intervenir les intensités de pluie, d'autant plus qu'un meilleur ajustement semble réalisé avec les intensités de pluie, du moins pendant la simulation de pluie de l'année 1988 (la somme des carrés des écarts entre les valeurs observées et modélisées vaut 95, au lieu de 220).

Néanmoins, étant donné l'écart entre les échelles de temps pour la simulation de pluie et l'infiltration, sachant aussi que c'est surtout la couche superficielle du sol qui conditionne le phénomène de l'infiltration, l'état d'humectation du sol ne peut pas expliquer tout ce qui se passe dans le sol, en particulier pour une meilleure connaissance de la croûte de surface.

Il serait d'ailleurs intéressant de voir l'évolution de cette croûte superficielle, et pour cela, des mesures tensiométriques et neutroniques à 3, 6 et 9 cm sont nécessaires, puisqu'elles permettront une extrapolation aux premiers centimètres (les mesures ne peuvent être faites juste à la surface). Sur la microparcelle SAM 3, les premières mesures tensio-neutroniques ont été faites à 10 cm de profondeur, ce qui est déjà trop profond pour nous permettre de calculer la résistance de la croûte. Il serait alors avantageux, dans les futures expériences de simulation

de pluies qui seront effectuées à Bidi, de prévoir des mesures tensio-neutroniques à proximité de la surface.

Cependant, gardant à l'esprit que le but est de mieux comprendre les différents processus en jeu dans ces champs de mil cultivés sur des sables fins sarclés, nous allons tenter de voir comment répondre aux besoins des cultures. Cela passe par une meilleure connaissance de l'état d'humectation du sol. Or, ce dernier est estimé par l'indice IK. Rappelons, concernant le problème de la représentativité de IK, que la valeur du coefficient de décroissance temporelle α est fixée à 0,5, car l'introduction de l'indice IK place une alternative (CASENAVE 1982) :

- soit prendre une valeur de α moyenne, valable pour tous les sols étudiés, ce qui autorise une comparaison directe des courbes représentatives des différents sols mais augmente la dispersion des points autour de ces courbes ;

- soit réduire au maximum la dispersion en faisant varier α d'un sol à l'autre. Une valeur de α forte donne plus de poids aux pluies immédiatement antérieures à l'averse considérée, alors qu'une valeur faible de α augmente l'importance du total cumulé des précipitations.

Cet indice a été introduit parce que les mesures d'humidité du sol ne pouvaient pas toujours se faire. Or cela n'a pas été le cas pour SAM 3. On va ainsi, dans la suite de l'étude, comparer IK et l'humidité du sol afin de tenter de modéliser l'humectation.

2 Modélisation de l'humectation des sols à l'échelle d'un profil pédologique

2.1 Bilan hydrique

2.1.1 Modélisation des transferts hydriques dans la zone non saturée : théorie

Transferts hydriques dans un sol

Un sol en présence d'eau est l'objet de deux types de flux. Il existe d'une part des flux descendants. Lorsqu'un volume de sol quelconque se remplit lors d'une averse, le **drainage** a lieu lorsque la quantité d'eau stockée sature la porosité au-dessus de la capacité de rétention et constitue une quantité d'eau gravitaire susceptible d'être extraite de ce volume de sol. Toutefois, une certaine quantité d'eau non gravitaire est mobilisée par diffusion. L'eau est drainée jusqu'à la nappe, qu'elle alimente, si elle n'est pas arrêtée par un imperméable.

Puis, d'autre part, il existe des flux ascendants : l'**évapotranspiration**, et les **remontées capillaires**.

L'évaporation réelle est sous l'effet de trois conditions principales :

- une demande évaporative liée aux énergies climatiques mises en jeu (ETP ou évapotranspiration réelle)
- un besoin végétatif lié localement au métabolisme du couvert végétal
- une disponibilité hydrique liée aux propriétés hydriques et aux réserves du matériau sollicité au voisinage du système racinaire.

Les remontées capillaires ont lieu :

- dans les sols sableux pour lesquels la capillarité n'est jamais très élevée, à cause de la morphologie du milieu poreux, cette remontée capillaire n'excède pas quelques centimètres.
- dans les sols argileux, et en particulier les altérites kaoliniques, elles peuvent être de l'ordre du mètre s'il n'y a pas de remaniement et si la porosité capillaire est suffisante (GUILLET, 1991).

Approche " physique du sol "

L'approche " physique du sol " (VAUCLIN cours DEA hydro. 1993) permet de simplifier au maximum le phénomène de transferts dans la zone non saturée. On assiste en effet à un écoulement polyphasique, faisant intervenir, en plus de la phase solide, l'eau et l'air. Cette approche pose les hypothèses simplificatrices suivantes :

- l'écoulement est isotherme (avec des températures supérieures à 0 °C pour éviter les changements de phase) ;
- seule l'eau va circuler : l'écoulement d'air se fait pratiquement sans perte de charge compte tenu des viscosités de l'air et du sol ; d'où la pression de l'air prise égale à la pression atmosphérique, et une matrice poreuse supposée rigide (il n'y a pas de mouvement des particules) ;

- le milieu est homogène et isotrope : les caractéristiques du milieu ne sont plus décrites par des tenseurs mais par des scalaires (perméabilité...);
- l'eau est incompressible et chimiquement pure (il n'y a pas d'interaction avec la phase solide);
- il n'y a pas de source ni de puits de masse (pas de prélèvement ni d'injection d'eau).

Il s'agit bien sûr d'une approche simplifiée. En effet, on ne peut raisonnablement pas considérer le matériau sol comme étant homogène (présence de cailloux distribués aléatoirement, par exemple), et encore moins isotrope. Cependant, agir autrement nécessiterait des intégrations bien longues, et une connaissance encore plus grande et plus précise des différents paramètres en jeu (perméabilité...), qui ne sont pas toujours faciles à mesurer. Néanmoins, les hypothèses telles que l'incompressibilité de l'eau, ou celle conduisant à prendre la pression de l'air égale à la pression atmosphérique, sont valables dans la plupart des cas. Quant à la rigidité de la matrice poreuse, tout dépend bien sûr du type de sol, qui peut être plus ou moins sujet à la déformation.

Cette approche permet d'établir des relations :

- de conservation de la masse :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial z} \quad (\text{a})$$

θ : teneur volumique en eau (rapport entre le volume d'eau dans le sol et le volume total de sol considéré)

q : flux

- de conservation de la quantité de mouvement :

$$q = -K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \quad (\text{b})$$

où la conductivité hydraulique K d'un sol (LT^{-1}) s'exprime par

$$K(\theta_w) = k \cdot \frac{k_{r_{eau}}}{\mu_{eau}} \cdot \rho g$$

K intègre deux notions :

- le milieu poreux lui-même en tant que tel par l'intermédiaire de k (perméabilité intrinsèque du milieu poreux, dimension d'une longueur)

- le terme $\frac{k_{r_{eau}}}{\mu_{eau}}$ où $k_{r_{eau}}$ est la perméabilité relative à l'eau

(adimensionnel), variant par définition de 0 à 1, et μ_{eau} la viscosité dynamique du fluide.

La pression effective de l'eau devient alors

$$h(\theta) = -\frac{p_c}{\rho_w g} = -\frac{p_{atm} - p_w}{\rho_w g}$$

avec :

p_c : pression capillaire

p_a : pression de l'air

p_w : pression de l'eau

Les équations (a) et (b) permettent d'obtenir l'équation générale du mouvement :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - 1 \right) \right)$$

Dans cette équation, les deux variables K et h sont liées par une relation complexe, la propriété de rétention du sol, qui présente des effets d'hystérésis. Habituellement, on fait l'hypothèse que, à une valeur donnée de la teneur volumique en eau, il correspond une seule valeur de la pression effective. Dans la suite des calculs, soit on s'arrange pour que ce soit vérifié, soit on continue les calculs quand même...

En définitive, pour décrire le phénomène de transfert dans la zone non saturée, on a le choix a priori entre les variables descriptives h et θ . Cependant, l'applicabilité des équations est plus large avec la variable h qu'avec la teneur en eau, puisque h présente l'avantage d'être continue, en particulier, par exemple, dans un milieu stratifié pour lequel le milieu poreux est hétérogène.

L'équation en θ est dite de FOKKER-PLANCK :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \cdot \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - \frac{\partial K(\theta)}{\partial z}$$

dans laquelle on définit la diffusivité capillaire ($L^2 T^{-1}$) par $D(\theta) = K(\theta) \cdot \frac{dh}{d\theta}$. Elle montre qu'un gradient d'humidité va entraîner un flux dont l'importance est proportionnelle au coefficient de diffusion ou diffusivité.

L'équation en h est dite de RICHARDS et fait intervenir la capacité capillaire (L^{-1}) $C(h) = d\theta/dh$:

$$C(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K(\theta) \cdot \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)$$

Elle traduit la capacité que possède un milieu poreux à libérer ou emmagasiner de l'eau sous l'effet d'une variation donnée de la pression.

Formalisme mathématique du bilan hydrique

Pour une culture, l'évolution du stock d'eau disponible dans le sol peut être décrite par l'intermédiaire d'une équation de bilan entre deux dates. Entre deux dates, la variation du stockage de l'eau dans le sol ΔS est égale aux quantités d'eau apportées (pluies) auxquelles sont soustraites les pertes d'eau par drainage, ruissellement et évapotranspiration.

En reprenant l'approche " physique du sol " et en tenant compte du puits lié à la présence de racines, la variation de teneur en eau peut alors s'exprimer par :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} - A$$

où A est un terme de puits lié au développement du système racinaire

$$A = A(z, t) \text{ pour tout } z \leq z_R(t)$$

$$A = 0 \quad \text{pour tout } z > z_R(t)$$

$z_R(t)$ étant la profondeur maximale d'enracinement.

On peut alors, par intégration de l'équation précédente, exprimer la variation du stock d'eau dans un volume de sol délimité par les cotes 0 cm et z :

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\int_0^z \theta(z, t) dz \right) = \frac{\partial S_0^z(t)}{\partial t} = q_0(t) - q_z(t) - \int_0^z A dz$$

où

S : stock d'eau, ici calculé entre 0 et z (L)

$q_0(t) = P(t) - R(t) - EV(t)$: flux de surface résultant net (entre tout ce qui peut entrer dans le sol et tout ce qui peut en sortir), où P , R et EV sont respectivement la pluie, le ruissellement et l'évaporation (LT^{-1})

$q_z(t) = -K(\theta) \cdot \left. \frac{dH}{dz} \right|_z$: c'est le flux à la cote z calculé par la loi de Darcy, qui donne ainsi l'importance du transfert. Il s'agit du terme de drainage.

$\int_0^z A dz$: la transpiration

(il y a un continuum entre cette eau et celle prélevée par le système racinaire)

En définitive, la variation de stock hydrique dans le sol revient à :

$$\boxed{\frac{\Delta S_0^z}{\Delta t} = P(\Delta t) - R(\Delta t) - q_z(\Delta t) - ETR(\Delta t)}$$

où ETR est l'évapotranspiration (LT^{-1})

2.1.2 Etude de l'infiltration

Les physiciens du sol considèrent le ruissellement comme le "résidu de l'infiltration" (VACHAUD, 1985). Sa genèse, son développement, ne peuvent être abordés sans la connaissance des mécanismes de l'infiltration liés aux caractéristiques du sol (THEBE, 1993). L'infiltration peut être définie comme l'ensemble des processus suivants (MOREL-SEYTOUX, 1981) :

- la pénétration de l'eau dans le sol à travers sa surface,
- le stockage et les mouvements de l'eau dans le sol.

Elle caractérise donc la cinétique d'un fluide dans un espace à trois dimensions faisant intervenir trois phases : l'eau, l'air et le sol. Par simplification, on ne considère que le mouvement sur sa principale direction (verticale) et que les principales forces mises en jeu (la gravité et les forces capillaires).

L'infiltration est classiquement décrite par trois paramètres :

- **l'intensité d'infiltration** $F(t)$ qui est définie comme un flux d'eau traversant une unité de surface de sol. Elle est fonction de la conductivité hydraulique du sol et de son gradient hydraulique et a pour unité celle d'une vitesse. Elle décroît asymptotiquement avec le temps (HILLEL 1974), en considérant que l'on a affaire à une pluie, commençant à $t = 0$ avec une intensité constante, appliquée à une parcelle ayant des propriétés uniformes et stables du sol, et initialement non saturé.

- **la capacité d'infiltration**, qui a également comme unité celle d'une vitesse, est (HORTON 1933) la vitesse maximale d'infiltration avec laquelle un sol donné sous des conditions données absorbe la pluie au fur et à mesure qu'elle tombe. Le mot "capacité" se référant plutôt à un volume qu'à une vitesse, les auteurs modernes (RICHARDS 1965) lui préfèrent le terme de perméabilité. Lorsque cette capacité d'infiltration atteint un minimum, on la considère comme voisine de la conductivité hydraulique à saturation du sol dans les conditions naturelles.

- **la hauteur d'eau infiltrée** exprimée en mm est le cumul de la lame d'eau entrée dans le sol à l'instant t . Lorsque l'intensité de la pluie est plus petite que la capacité d'infiltration ou durant les arrêts de la pluie, l'eau gravitique descend le long du profil et la surface se dessèche. Cette dessiccation de surface engendre une circulation ascendante sous l'effet des forces capillaires, renforcées par la succion des racines des végétaux et de l'évaporation. Suivant que l'on assèche ou que l'on humidifie le sol, la pression capillaire présente des phénomènes d'hystérésis ; la forme que prennent les interfaces à une saturation donnée n'est pas la même suivant que l'on imbibe un sol sec ou que l'on draine un sol humide.

La théorie classique de l'infiltration et du ruissellement suggère que le ruissellement n'apparaît que lorsque l'une des deux conditions suivantes est remplie :

- l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité d'infiltration du sol ("HORTON overland flow") ;
- l'état de saturation du sol est tel que la nappe affleure la surface ("saturated overland flow"). Il peut s'agir de la nappe elle-même, ou d'accumulation d'eau dans un horizon imperméable peu profond du sol.

Dans le cas simple de la première hypothèse, RUBIN (1966) définit trois formes d'infiltration :

- infiltration sans submersion : l'intensité de la pluie n'est pas suffisante pour créer un ruissellement, la totalité de l'eau précipitée s'infiltré ;
- infiltration précédant la submersion : l'intensité de la pluie est suffisante pour créer des flaques pluviales à la surface du sol, mais celles-ci n'apparaissent que progressivement : c'est la pluie d'imbibition ;

- infiltration avec submersion : des flaques pluviales se forment à la surface du sol et le ruissellement a lieu, mais une partie de l'eau précipitée continue à s'infiltrer.
Si l'averse est assez intense et assez longue, l'infiltration "avec submersion" suit l'infiltration "présubmergeante", une phase transitoire qui sépare les deux.

Pour décrire cet ensemble de phénomènes, HILLEL 1974 donne le schéma de la figure 25.

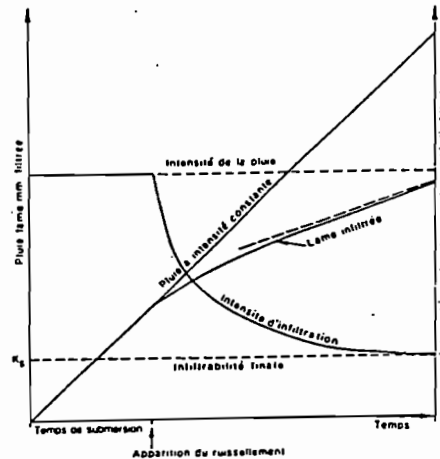


Figure 25 : Infiltration : variation de la lame infiltrée et de l'intensité d'infiltration en fonction du temps d'après HILLEL (1974)

Cas de l'infiltration verticale d'un sol

Les conditions initiales sont : à $t = 0$, $z \geq 0$, on connaît le profil hydrique initial $\theta(z)$ ou le profil de pression initial $h(z)$.

Les conditions aux limites peuvent être

- une condition de type DIRICHLET :

à $t \geq 0$, et $z = 0$ (surface), $\theta = \theta_s$ si $h(0) = 0$, ou $h = h_s(t)$ si $h(0) = 0$.

Cette condition correspond à une infiltration sous condition de charge d'eau à la surface du sol, soit à l'infiltrabilité des sols.

- une condition de type NEUMANN :

$$\text{à } t \geq 0, \text{ et } z = 0, q = -D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} + K(\theta) = q_0(t), \text{ ou } q = -K(\theta) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) = q_0(t)$$

Cela correspond à une infiltration sous condition de flux à la surface.

Dans un milieu réel, avec $D(\theta)$ quelconque, PHILIPS (1969) exprime la lame infiltrée en fonction du temps par :

$$I(t) = S \cdot t^{\frac{1}{2}} + A \cdot t$$

où S (sorption) exprime l'absorption de l'eau par capillarité, et A est un paramètre de gravité (dimension d'une vitesse)

On voit que les équations générales (a) et (b) de l'approche physique du sol, font appel à des paramètres caractéristiques d'un sol donné, comme $K(\theta)$ ou $h(\theta)$, et qu'il faudra déterminer par le moyen de la caractérisation hydrodynamique du sol avant de pouvoir les résoudre.

2.2 Propriétés hydrodynamiques du site : le drainage interne

La connaissance hydrodynamique du milieu a fait l'objet de plusieurs séries d'expérimentations. Celles-ci visent à déterminer les cinétiques de ressuyage et à établir les relations humidité/ pression/ conductivité hydraulique. **L'humidité des sols** est ainsi la référence à la réalité pour les contenus d'humidité. C'est ensuite un paramètre hydrologique du bassin au travers de la pluie d'imbibition, qui introduit la mémorisation de la précipitation par l'état de surface du sol pour la période considérée. C'est en effet la hauteur de pluie, infiltrée ou stockée, depuis le début de la pluie jusqu'au moment où le ruissellement apparaît. Enfin, c'est à partir de l'humidité du sol que l'on détermine la profondeur atteinte par l'eau infiltrée dans le sol.

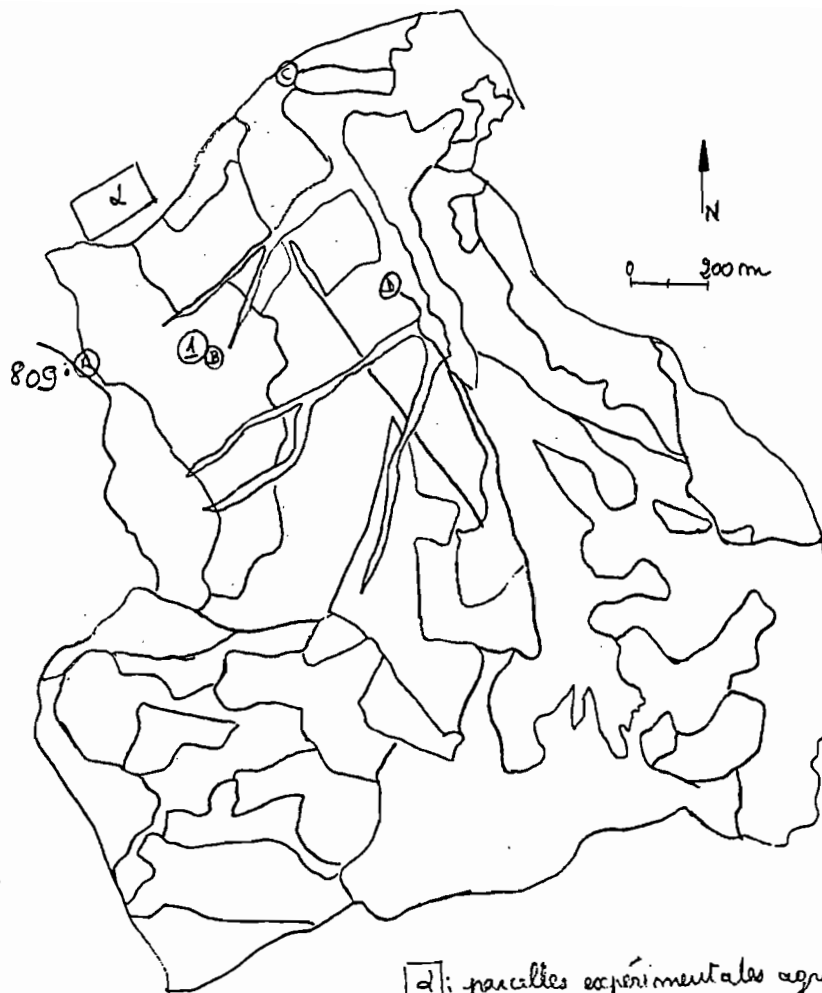
In situ, on disposait de quatre protocoles :

- drainage interne sur parcelle de simulation de pluie avec équipement tensio-neutronique
- infiltration avec double anneau avec équipement neutronique
- infiltration avec double anneau sans équipement neutronique

A partir d'un dispositif de double anneau, on fait infiltrer une quantité d'eau correspondant à une hauteur d'eau stabilisée pendant un temps donné, et on continue à suivre la propagation du front après disparition de la lame d'eau. Les mesures retenues (GUILLET, 1991) ne concernent que le temps durant lequel a été maintenue une charge constante de 5cm. Un site dit de " haut de pente ", à proximité du profil 809, dont on peut supposer le comportement identique à celui de SAM 3 (figure 26), ne montre pas un comportement conforme à la théorie de PHILIPS. La rupture de pente se produisant en début d'infiltration (figure 27) témoigne d'un phénomène analogue à celui observé par TOUMA et al (1988). Ces derniers expliquent ce phénomène par le remplissage d'une macroporosité importante. On assiste sur ce site à une désorganisation de l'horizon de surface sous l'effet de l'engorgement, après un temps suffisant pour désorganiser totalement la faible structure macroporeuse de surface, inhérente aux ciments d'hydroxydes caractérisant un horizon mis à jour par l'érosion : on a alors une croûte de surface de type ERO (CASENAVE et VALENTIN, 1989).

- au laboratoire, on procède à l'analyse des propriétés hydrauliques et rétention d'eau sous différentes tensions ou pressions.

Nous allons examiner de plus près le drainage interne qui a été effectué sur la parcelle SAM 3. Ce protocole consiste à étudier la variation des états d'humidité et de pression dans le sol au cours du temps après un ennoyage sous charge constante et à en déduire les relations tension/humidité/conductivité hydraulique.



- [d] : parcelles expérimentales agricoles
 ⊙ : site de simulation de pluies glaciés sableux SAM 3
 Sites de test d'infiltrabilité :
- (A) haut de pente
 - (B) glaciés sableux
 - (C) dune "Camp Peul"
 - (D) chauffreni, bordure de bois-forêt

Figure 26 : Localisation du site de haut de pente (par rapport à SAM 3)

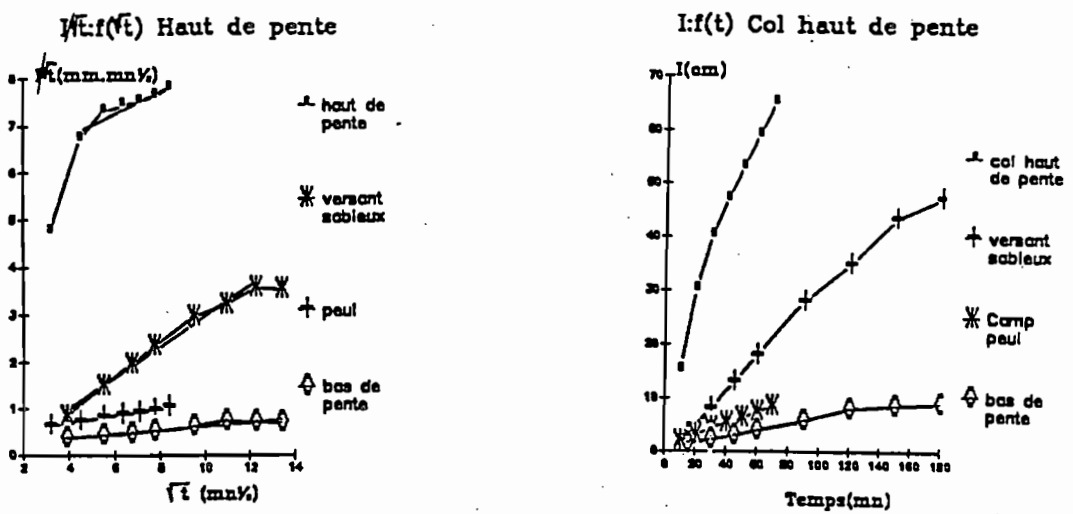


Figure 27 : Courbes d'infiltration en fonction du temps

Principes généraux

On étudie corrélativement l'évolution des charges et des pressions effectives de l'eau dans le sol avec l'évolution des teneurs en eau et des stocks. Ceci se résoud à l'étude des vitesses et des succions ($K(\theta)$ et $h(\theta)$) en fonction de l'humidité. La fonction de succion $h(\theta)$ définit essentiellement l'énergie à développer pour amener un volume de sol à une certaine humidité. La courbe de conductivité hydraulique $K(\theta)$ décrit la facilité avec laquelle une quantité d'eau s'écoule dans un temps donné sous l'influence d'une différence de charge entre les deux extrémités du volume considéré.

Le dispositif

La parcelle a été noyée le 18/11/88. Le drainage interne consiste à observer la redistribution d'une lame de 200 mm au minimum, dont on suit la redistribution par drainage interne dans le sol à l'aide d'un dispositif tensio-neutronique immédiatement après la disparition de la lame d'eau. La surface est couverte dès cet instant afin d'éviter tous transferts et pour maintenir le flux $q = 0$ à travers la surface (qui est à la cote $z = 0$).

Les dispositifs de mesures consistaient en tensiomètres à mercure et tube d'accès neutronique utilisés pour les protocoles de simulation de pluies. Durant l'infiltration, une charge de 5 cm est maintenue au-dessus du sol. En prenant pour temps $t = 0$ l'instant de disparition de la lame d'eau, on suit la redistribution de la lame d'eau infiltrée durant un mois, dont 15 jours durant lesquels la surface est bâchée, en mesurant la charge et l'humidité.

On couple des mesures de la succion avec des tensiomètres disposés aux profondeurs 30-50-70-100 et 145 cm, et des mesures de l'humidité du sol avec des sondes neutroniques à 10-30-50-70-90cm.

Résultats du drainage interne

L'examen de l'évolution des profils d'humidité (figure 28) a été réalisé. Notons que la parcelle SAM 3 est limitée en profondeur par un horizon carapacé.

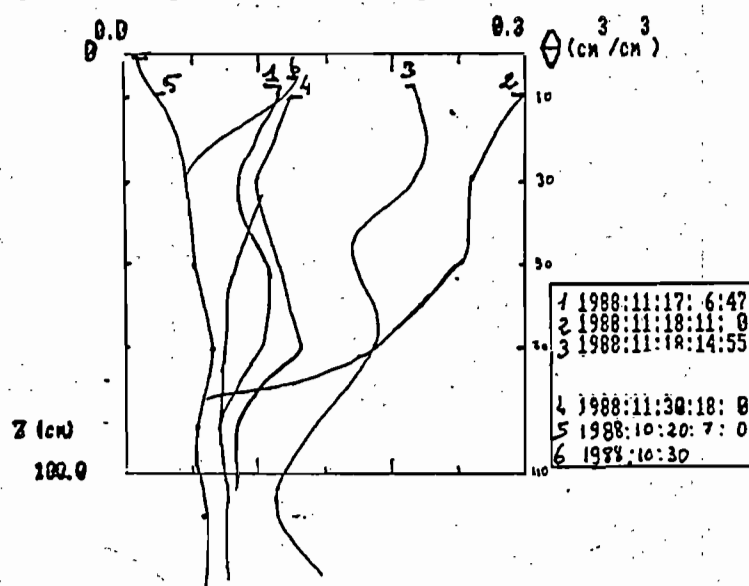


Figure 28 : Profils hydriques pendant le drainage interne sur SAM 3

Un examen du ressuyage des volumes montre alors un ressuyage rapide sur 5 jours (voir figure 29). De plus, dans la parcelle SAM 3, le front d'humectation ne dépasse pas 50cm de profondeur. (voir annexe 2 pour le calcul de l'humidité des sols)

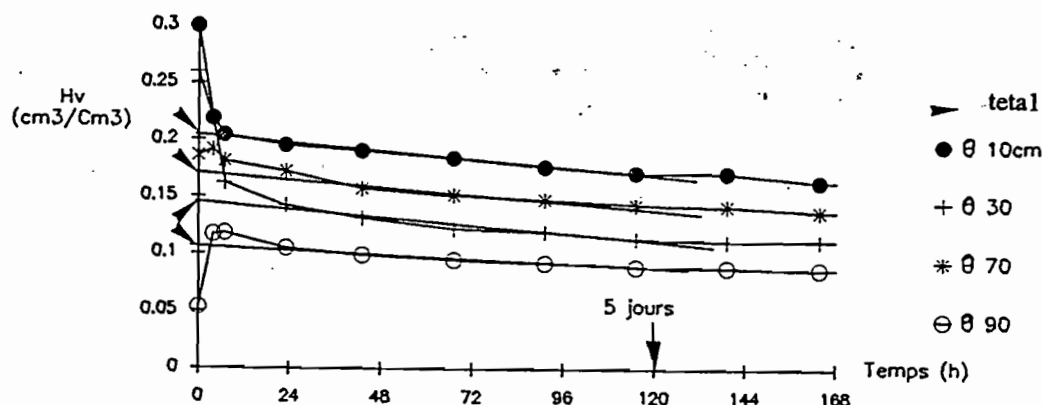


Figure 29 : Evolution des humidités au cours du ressuyage suite au drainage interne sur SAM 3

Cette expérimentation du drainage interne est d'ailleurs confirmée par l'infiltration sous pluies simulées. Celle-ci a mis en évidence sur SAM 3 une réhumectation du profil qui est rapide (GUILLET, 1991), mais l'horizon profond sableux ne se ressure pas par son sommet mais par sa base. Ceci conforte l'idée selon laquelle cet horizon draine très rapidement l'eau disponible à la faveur d'une macroporosité, car le fond du profil semble affecté par une augmentation de l'humidité.

La conductivité hydraulique $K(\theta)$ en fonction de l'humidité a été déterminée par GUILLET (1991). La conductivité hydraulique a été calculée horizon par horizon. L'erreur obtenue à partir des mesures est de l'ordre du module logarithmique, ce qui montre la grande imprécision de la méthode. (figure 30)

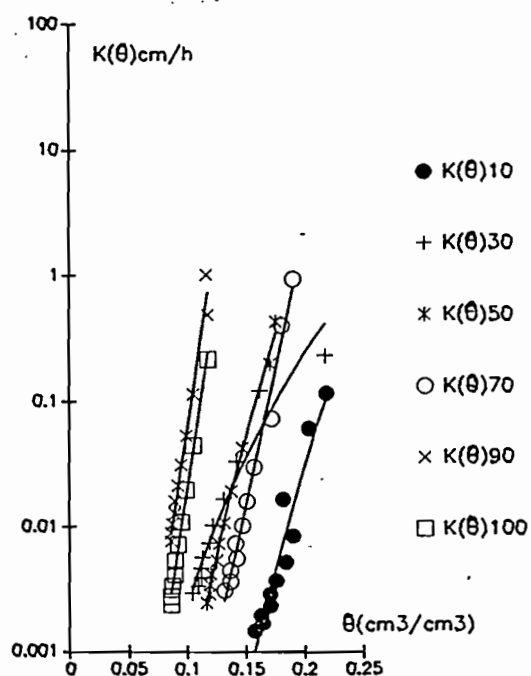


Figure 30 : Conductivité hydraulique en fonction de la teneur volumique en eau sur SAM 3

Les courbes de rétention $h(\theta)$ ont été saisies sur les seules mesures concernant le ressuyage du profil pour ainsi être soustraites au phénomène d'hystérésis. En plaçant la totalité des points, l'image obtenue est, sinon plus fidèle, du moins plus représentative de la courbe de rétention. (figure 31)

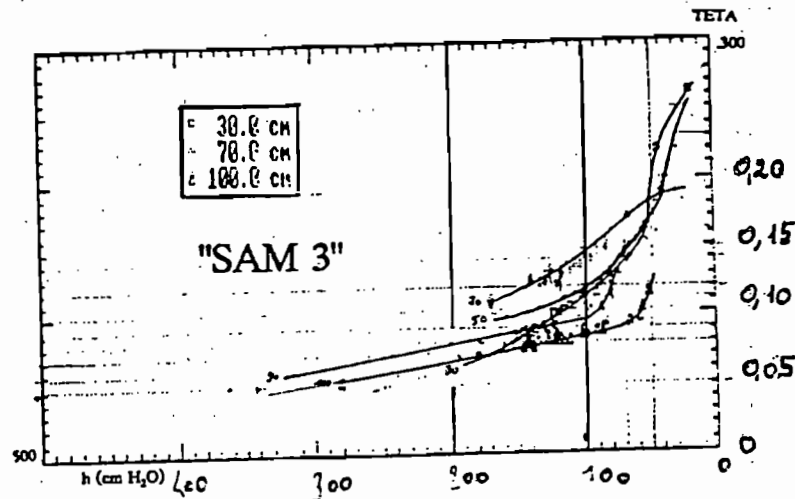


Figure 31 : Succion capillaire en fonction de la teneur volumique en eau sur SAM 3

2.3 Mécanismes du ressuyage sur SAM 3

Les mesures d'humidité à l'aide d'une sonde neutronique posent des problèmes pour les 10 premiers centimètres du sol, à cause de l'évaporation (VALENTIN, 1981). L'humidité de la partie superficielle du sol se trouve systématiquement sous-estimée. Par conséquent, nous nous intéresserons plutôt aux variations de stock.

Le but est d'étudier la satisfaction des besoins en eau des plantes. Le mil, entre le semis et le stade de la maturation, évolue et a donc une profondeur d'extraction racinaire qui augmente. L'évaluation du bilan hydrique se fera donc sur des tranches d'épaisseur croissante, tranches qui correspondront à la profondeur des racines. On aura alors:

$$\Delta S_0^I = S_0^I(t_2) - S_0^I(t_1)$$

où $S_0^I(t) = (2 \cdot \theta_{10} + 2 \cdot \theta_{30} + \theta_{50}) \cdot 100$ si les racines n'atteignent pas 50 cm de profondeur

$S_0^I(t) = (2 \cdot \theta_{10} + 2 \cdot \theta_{30} + 2 \cdot \theta_{50} + \theta_{70}) \cdot 100$ si elles n'atteignent pas 70 cm

$S_0^I(t) = (2 \cdot \theta_{10} + 2 \cdot \theta_{30} + 2 \cdot \theta_{50} + 2 \cdot \theta_{70} + \theta_{90}) \cdot 100$ si elles n'atteignent pas 90 cm

Le comportement du sol vis-à-vis du ressuyage peut être appréhendé à partir de l'expérience du drainage interne. L'examen du ressuyage des volumes d'eau au cours du temps (figure 29) fait état de deux phases principales :

- un ressuyage extrêmement rapide s'effectuant sur 5 jours
- un ressuyage lent qui tend à cesser au bout d'un certain temps.

Cet examen du ressuyage distingue les différents horizons, pour chacun desquels une valeur de l'humidité volumique est déterminée. Nous allons nous ramener à une teneur en eau moyenne sur la tranche de sol 0-z que l'on étudie. Cette teneur en eau moyenne ou équivalente est telle que la variation de stock calculée en tenant compte des différents horizons est identique à celle calculée sur les z premiers centimètres avec cette teneur en eau équivalente. Par exemple, si z vaut 50 cm :

$$\begin{aligned}\Delta S_{0-50} &= 100 \cdot (2 \cdot \Delta\theta_{10} + 2 \cdot \Delta\theta_{30} + \Delta\theta_{50}) \\ &= 100 \cdot 5 \cdot \Delta\theta_{eq}\end{aligned}$$

ce qui donne une teneur volumique en eau (moyenne) sur 0-50 cm définie par :

$$\theta = \frac{1}{5} \cdot (2\theta_{10} + 2\theta_{30} + \theta_{50})$$

Un calcul analogue nous amène :

$$\begin{aligned}\theta_{eq} &= \frac{1}{7} \cdot (2\theta_{10} + 2\theta_{30} + 2\theta_{50} + \theta_{70}) && \text{si } z = 70 \text{ cm} \\ \theta_{eq} &= \frac{1}{9} \cdot (2\theta_{10} + 2\theta_{30} + 2\theta_{50} + 2\theta_{70} + \theta_{90}) && \text{si } z = 90 \text{ cm}\end{aligned}$$

L'humidité volumique à l'origine de la tangente au point d'inflexion de la courbe d'humidité volumique en fonction du temps correspond à la **capacité de rétention**, telle que la définition standard l'entend (MARCESSE 1967 in GUILLET). Entre l'humidité à saturation (26 % pour 0-50 cm, par exemple) et la capacité de rétention (14 % pour la tranche 0-50 cm), le drainage s'effectue très rapidement, à la faveur de la macroporosité. C'est une phase qui fait intervenir l'écoulement gravitaire. Elle dure huit heures.

La capacité au champ est la teneur en eau qui correspond à l'arrêt de cet écoulement gravitaire. On commence à atteindre la microporosité, et ce sont les forces capillaires qui sont désormais le moteur du transfert d'eau.

Pour des potentiels de pression inférieurs à -15850 cm (pF = 4,2), les végétaux ne parviennent plus à extraire l'eau matricielle des sols. La teneur en eau du sol correspondant à cette capacité maximale moyenne de succion des végétaux est appelée point de flétrissement permanent. La teneur en eau du sol correspondant au seuil d'humidité en deçà duquel commence le flétrissement sans que la plante ne subisse de dommages irréversibles, est appelée point de flétrissement temporaire. En moyenne, elle correspond à un potentiel de pression égal à -10000cm (pF = 4). Pour un sol sableux, ce qui est notre cas, il y a peu de différence entre le point de flétrissement permanent et le point de flétrissement temporaire. Il vaut 10 % pour SAM 3 (ALBERGEL et LAMACHERE).

Ainsi, pour des humidités comprises entre la capacité de rétention et le point de flétrissement, soit, en prenant toujours l'exemple de la tranche 0-50 cm, 14 et 10 %, la dynamique de ressuyage est lente. Puis, à partir de 10 %, le ressuyage cesse.

On peut donc schématiser le comportement du sol de SAM 3 par trois droites (figure 32) :

- pour $\theta \geq 14\%$, c'est la phase de ressuyage rapide. La pente de la droite de décroissance par rapport au temps est celle de la première portion de droite, soit une pente α_1 de 7,5 mm/h, pour une tranche de sol de 50 cm d'épaisseur.
- pour $14\% < \theta \leq 10\%$, c'est la phase de ressuyage lent. La pente de la décroissance est alors de 0,13 mm/h, que nous appellerons β_1 .
- pour $\theta < 10\%$, il n'y a pas de ressuyage (il se fait d'une manière tellement lente qu'il sera considéré comme nul).

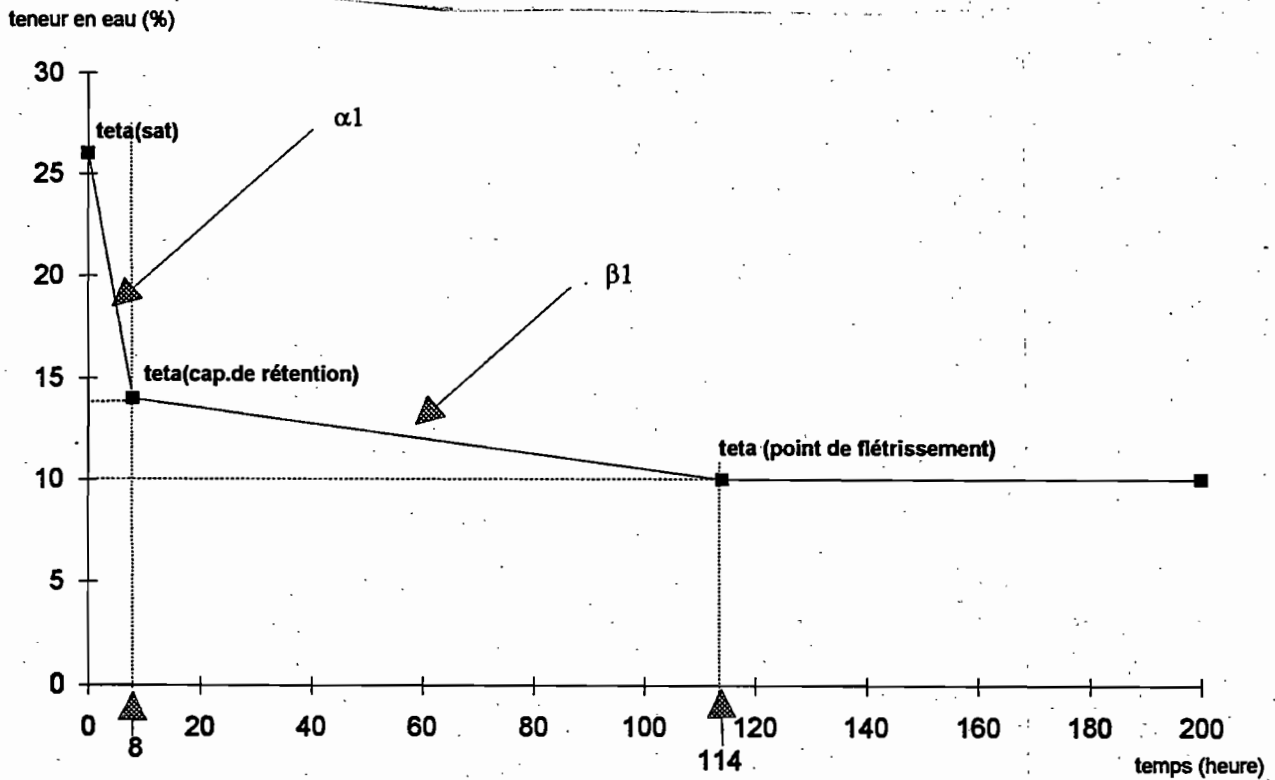


Figure 32 : Schématisation du ressuyage sur SAM 3

2.4 Modèle proposé pour l'estimation de la teneur volumique en eau

La teneur en eau va être déterminée à partir de l'équation du bilan hydrique. Comme on l'a vu, la variation du stock hydrique s'exprime en fonction de la teneur volumique en eau.

On procèdera pas à pas pour la détermination de θ à une date donnée. En partant d'une valeur initiale de θ , on estime, en fonction de ce qui se produit entre-temps, la valeur finale de θ à tout instant t ultérieur.

2.4.1 Estimation des différents termes du bilan hydrique

Pluie

Concernant la valeur de la pluie à prendre en compte, il est préférable d'utiliser la pluie au sol, plutôt que la pluie mesurée au pluviographe ou au pluviomètre standard. Il existe en effet un biais entre ces différentes valeurs. Si on n'a pas directement accès à la pluie au sol, on peut utiliser les formules qui ont été établies à Bidi-Samniweogo :

$$\begin{aligned} \text{pluie}_{\text{sol}} &= 1,06 \times \text{pluie}_{\text{pluviomètre standard}} \\ \text{pluie}_{\text{sol}} &= 1,19 \times \text{pluie}_{\text{pluviographe}} \end{aligned}$$

Ruissellement

On peut y avoir accès directement, par le moyen de mesures de volumes ruisselés. Autrement, on estime la lame ruisselée à partir des modèles qui ont été proposés plus haut.

Si on connaît les intensités de pluie, le ruissellement peut être estimé à partir du modèle qui fait intervenir les intensités de pluie. Sinon, il faut le calculer avec le modèle utilisant les hauteurs de pluie, sachant néanmoins que ce modèle n'est a priori valable que pour des pluies très fortes, telles que celles simulées durant les protocoles de simulation de pluies.

Drainage profond

Le drainage correspond au terme $q_z(t) = -K(\theta) \frac{dH}{dz}$, dans lequel le terme $\text{grad}(H)$ peut être aussi bien le fruit de la percolation que d'une remontée capillaire. Rappelons ici l'intérêt de l'expérimentation de drainage interne. Le principe en est d'effectuer un apport d'eau dans le sol quand la zone de sol est suffisamment humidifiée, sachant que la parcelle est couverte pour éviter des flux parasites tels que la pluie ou l'évaporation du sol.

Par conséquent, l'équation de bilan hydrique durant le drainage interne se résume à $\frac{\Delta S_0^z}{\Delta t} = -q_z$

Ainsi, le drainage profond q_z sera estimé à partir du drainage interne. q_z vaudra, en fonction de l'endroit où on se situe sur la courbe de ressuyage :

- si on est dans la première partie de la courbe : α_i , i variant de 1 à 3 selon la tranche de sol considérée, soit respectivement 0-50cm, 0-70cm ou 0-90 cm (pour $i = 1$, ce terme vaut 7,5 mm/h)
- si on est dans la deuxième : β_i , (pour $i = 1$, on a 0,13 mm/h)

- 0 mm/h sinon (ou γ_i). On n'a plus que l'évapotranspiration seule.

Comme la teneur volumique en eau à l'instant t sera obtenue en intégrant notre équation de bilan hydrique sur un intervalle de temps dt, le terme de drainage profond q_z peut comporter une combinaison linéaire de ces trois valeurs :

$$q_{50}\Delta t = (a_1\Delta t)\cdot\alpha_1 + (a_2\Delta t)\cdot\beta_1 + (a_3\Delta t)\cdot\gamma_1 \text{ ou encore } q_{50}\Delta t = \Delta t\cdot(a_1\cdot\alpha_1 + a_2\cdot\beta_1 + a_3\cdot\gamma_1)$$

avec $a_1 + a_2 + a_3 = 1$,

C'est ce qui sera vu de façon plus détaillée plus loin.

Evapotranspiration

SERPANTIE et LAMACHERE (1988) proposent des valeurs de l'évapotranspiration à Bidi-Samniwego sur des parcelles labourée, aménagée et témoin en 1985, 1986 et 1987.

ETR moyenne (mm/j)	Août	Septembre	Octobre/novembre
1985	4		2
1986	5	7	5
1987	5	7	2

Le stade de développement de la plante est important pour comprendre les variations observées d'un mois sur l'autre. Le mil passe en effet par différentes phases. Fin juin environ a lieu le semis (plus exactement après les premières pluies), et l'installation du mil se produit. Puis, au mois de juillet, les feuilles commencent à se développer. Le tallage s'effectue vers le début du mois d'août, soit 45 jours après le semis. Pendant cette période, les racines ne descendent pas au-delà de 50 cm (voir figure 33). La montaison s'étale de la mi-août jusqu'à la fin août. Puis, de la mi-septembre à la fin septembre ont lieu la floraison et la fructification. En fin de floraison, soit 85 jours après le semis, les racines vont jusqu'à 100-150 cm de profondeur : l'évapotranspiration sur la tranche 0-90 cm sera estimée par une règle de trois. Il s'agit bien entendu d'une approche simpliste, qui se justifie néanmoins par le fait que le front d'humectation sur SAM 3 est largement en-dessous de la frange racinaire. La maturité est atteinte en octobre.

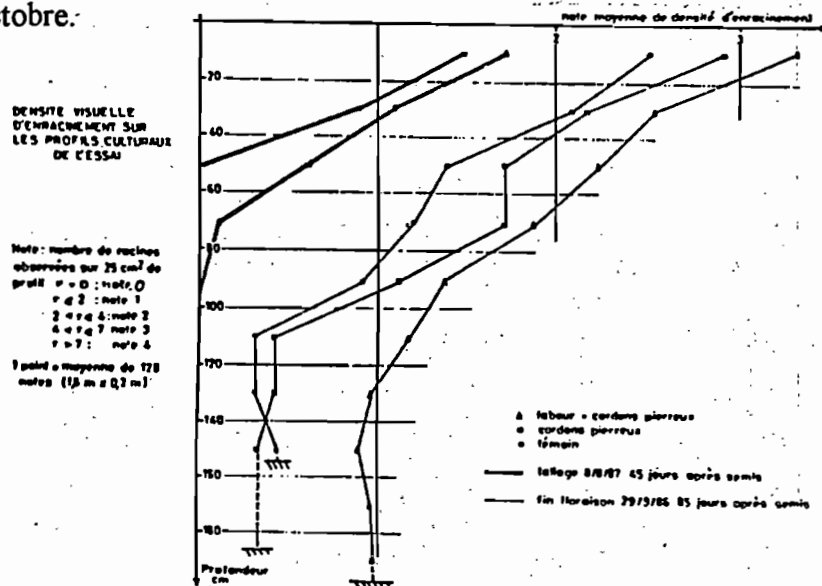


Figure 33 : Evolution de la profondeur racinaire du mil

SERPANTIE et LAMACHERE recommandent néanmoins la prudence sur l'interprétation de ETR à cause des incertitudes, qui sont de :

- 1,5 mm/j en période sèche
- 2.5 mm/j en période humide.

Toutes ces valeurs de l'évapotranspiration sont issues de mesures pour établir le bilan hydrique sur une profondeur de 160 cm.

L'évapotranspiration comporte, d'une part l'évaporation, qui est liée au sol lui-même, et la transpiration, qui est liée à la végétation et qui dépend de la profondeur racinaire. Or, cette profondeur racinaire varie. Par conséquent, lors de l'application du modèle proposé, la tranche de sol considérée variera également avec la profondeur maximale d'enracinement. Par conséquent, l'évapotranspiration sera estimée ainsi :

Profondeur d'enracinement	Tranche de sol considérée	Terme ETR
≤ 50 cm	0 - 50 cm	Evaporation du sol nu : - en début de saison : absence de la végétation - à la fin de la fructification : arrêt brutal de la transpiration du mil ETR vaut 2mm/j (comme en octobre) Au fur et à mesure de la croissance des végétaux, leur transpiration vient s'ajouter à l'évaporation du sol nu ETR vaut entre 4 et 5 mm/j
50 ≤ ≤ 70 cm	0 - 70 cm	Au fur et à mesure de la croissance des végétaux, leur transpiration vient s'ajouter à l'évaporation du sol nu ETR vaut entre 5 et 7 mm/j
70 ≤ ≤ 90 cm	0 - 90 cm	ETR vaut entre 5 et 7 mm/j
> 90 cm	0 - 90 cm	On applique la règle de trois sur la valeur moyenne de ETR (obtenue sur 160 cm) pour se ramener à une tranche de 0-90 cm

2.4.2 Mise en oeuvre du modèle

θ va être déterminé à partir de la variation de stock sur la tranche 0-z(cm). On a en effet :

$$\frac{\Delta S_0^z}{\Delta t} = P(t) - R(t) - q_z(t) - ETR(t)$$

Par conséquent :

$$\Delta S_0^z = \text{lame infiltrée pendant } \Delta t - (q_z(t) + ETR) \cdot \Delta t = 10 \cdot z \cdot \Delta \theta_{eq}$$

Ainsi, à partir d'une valeur initiale de θ , on estime la valeur de la teneur en eau volumique à tout instant t, moyennant la connaissance de ce qui s'est infiltré entre-temps.

Premier cas : θ est supérieur ou égal à la capacité de rétention notée θ_{CR}

On détermine un temps " fictif " $t_{0,1}$, exprimé en jours, au bout duquel la teneur en eau est égale à 10%, si bien que seule l'évapotranspiration intervienne à partir de $t_{0,1}$ au cours du ressuyage.

θ (ou θ_i) étant la teneur en eau initiale, $t_{0,1}$ obéirait à l'équation :

$$10 \cdot z \times (0,10 - \theta) = LI - \alpha_z \times \frac{\theta - \theta_{CR}}{\theta_{sat} - \theta_{CR}} \times 8 - \beta_z \times \left(24 \cdot t_{0,1} - \frac{\theta - \theta_{CR}}{\theta_{sat} - \theta_{CR}} \times 8 \right) - ETR \times t_{0,1}$$

où :

LI est la lame infiltrée (mm) pendant l'intervalle de temps Δt considéré (jours)

le terme $\frac{\theta - \theta_{CR}}{\theta_{sat} - \theta_{CR}} \times 8$ permet d'obtenir la durée pendant laquelle la phase de ressuyage rapide s'applique

On en déduit alors l'expression :

$$t_{0,1} = -\frac{1}{24 \times \beta_z + ETR} \times \left(-LI + 10 \cdot z \cdot (0,10 - \theta) - \frac{\theta - \theta_{CR}}{\theta_{sat} - \theta_{CR}} \times 8 \times (-\alpha_z + \beta_z) \right)$$

Deux situations se présentent pour le calcul de l'humidité finale θ_f :

- Ou bien $t_{0,1} \leq \Delta t$ et alors $\theta_f = 0,10 - \frac{1}{10 \cdot z} \times ETR \times (\Delta t - t_{0,1})$
car seule ETR intervient au-delà de $t_{0,1}$

- Ou bien $t_{0,1} \geq \Delta t$ et alors on calcule t_2 , qui délimite les deux phases de ressuyage.

$$t_2 = \frac{LI - 10 \cdot z \cdot (\theta_{CR} - \theta_i)}{24 \cdot \alpha_z + ETR}$$

- si $t_2 \leq \Delta t$: les deux dynamiques de ressuyage sont observées, donc :

$$\theta_f = \theta_i - \frac{1}{10.z} \times \left(-LI + \alpha_z \times 8 \times \frac{\theta - \theta_{CR}}{\theta_{sat} - \theta_{CR}} + \beta_z \times 24.(\Delta t - t_2) + \Delta t \times ETR \right)$$

- si $t_2 \geq \Delta t$, on n'a qu'une phase (dynamique rapide). On calcule alors :

$$\theta_f = \theta - \frac{1}{10.z} \times (-LI + \Delta t. (24. \alpha_z + ETR))$$

Deuxième cas : θ est compris entre le point de flétrissement et la capacité de rétention

Le même principe que celui utilisé dans le cas précédent s'applique ici, sachant que, maintenant, seules les phases de ressuyage lent et/ou nul sont observées.

Le temps $t_{0,1}$ au bout duquel on aurait θ valant 10% est alors :

$$t_{0,1} = -\frac{1}{24 \times \alpha_z + ETR} \times (10.z.(0,10 - \theta) - LI)$$

- Soit $t_{0,1} \leq \Delta t$: et alors ETR est appliqué pendant $\Delta t - t_{0,1}$

$$\theta_f = 0,10 - \frac{1}{10.z} \times ETR \times (\Delta t - t_{0,1})$$

- Soit $t_{0,1} \geq \Delta t$ d'où $\theta_f = \theta_i - \frac{1}{10.z} \times (-LI + (\beta_z \times 24 + ETR) \times \Delta t)$

Troisième cas : θ est inférieur au point de flétrissement

Il n'y a plus que l'évapotranspiration qui entre en jeu.

$$\theta_f = \theta_i - \frac{1}{10.z} \times (-LI + ETR \cdot \Delta t)$$

Les humidités volumiques équivalentes ont été observées pour l'année 1988. Le tableau suivant montre les teneurs en eau observées, ainsi que les humidités calculées avec le modèle ainsi proposé.

Date des mesures neutroniques	Humidité équivalente mesurée (en %)	Humidité calculée avec le modèle (en %)	Ecarts entre modèle et mesures (en %)
30/10 à 8h30	14,2		
01/11 à 18h30	15,04	17,50	16
02/11 à 12h	16,63	16,68	0,3
04/11 à 6h40	15,86	15,57	2
05/11 à 6h30	16,98	17,40	2

2.4.3 Application du modèle à l'année 1988

Comparaison avec les mesures neutroniques en saison sèche (1988)

Pendant cette période, la profondeur des racines n'atteint pas 50 cm. On s'intéressera uniquement à la tranche 0-50cm.

L'observation des mesures neutroniques montre que certaines d'entre elles sont manifestement entâchées d'erreur. Elles donnent en effet :

- le 30/10 à 8h30 : 14,20 % d'humidité volumique
- une averse est simulée le 31/10 de 7h35 à 8h35
- puis, le 31/10 à 10h, on a 14,12 %
- et le 01/11 à 7h15 : 14,63 % : pourtant il ne s'est rien passé entre cette date et la précédente.

Ne sachant a priori laquelle de ces deux valeurs n'est pas bonne, aucune des deux ne sera retenue pour le calage du modèle

On procédera à une estimation de l'humidité volumique en saison sèche pour l'année 1988 à partir des mesures du 01/11 à 18h30.

Date/Événement particulier	humidité volumique calculée par le modèle (en %)	humidité volumique mesurée (en %)	erreur relative
01/11 à 18h30		15,04	
averse du 01/11 de 20h44 à 21h34			
01/11 à 23h	18,65	16,77	11 %
02/11 à 12h	16,67	16,63	0,2 %
03/11 à 18h15	15,22	14,53	5 %
averse du 03/11 de 22h18 à 23h03			
03/11 à 24h	17,51	16,63	5 %
04/11 à 6h40	15,53	15,86	1 %
averse du 04/11 de 11h14 à 12h29			
05/11 à 6h30	17,47	16,98	3 %

Une confrontation des variations de stock hydrique (calculé à partir des valeurs modélisées de la teneur volumique en eau) avec les lames infiltrées mesurées pendant les expérimentations de simulation de pluie, a été effectuée, ce qui a apporté des résultats intéressants quant à la " validité " du modèle. Les différences entre la lame infiltrée et la variation de stock hydrique sont cohérentes, étant donné l'intervalle de temps considéré pour le calcul de cette variation de stock, intervalle de temps durant lequel l'évapotranspiration ainsi que le drainage se produisent.

Intervalle de temps	ΔS (mm)	LI (mm)
du 01/11 à 18h30 jusqu'au 01/11 à 23h	18,05	23,9
du 03/11 à 18h15 jusqu'au 03/11 à 24h	11,45	18,5
du 04/11 à 6h40 jusqu'au 05/11 à 6h30	9,2	22,9

Estimation de θ en saison humide (protocole de simulation de pluies)

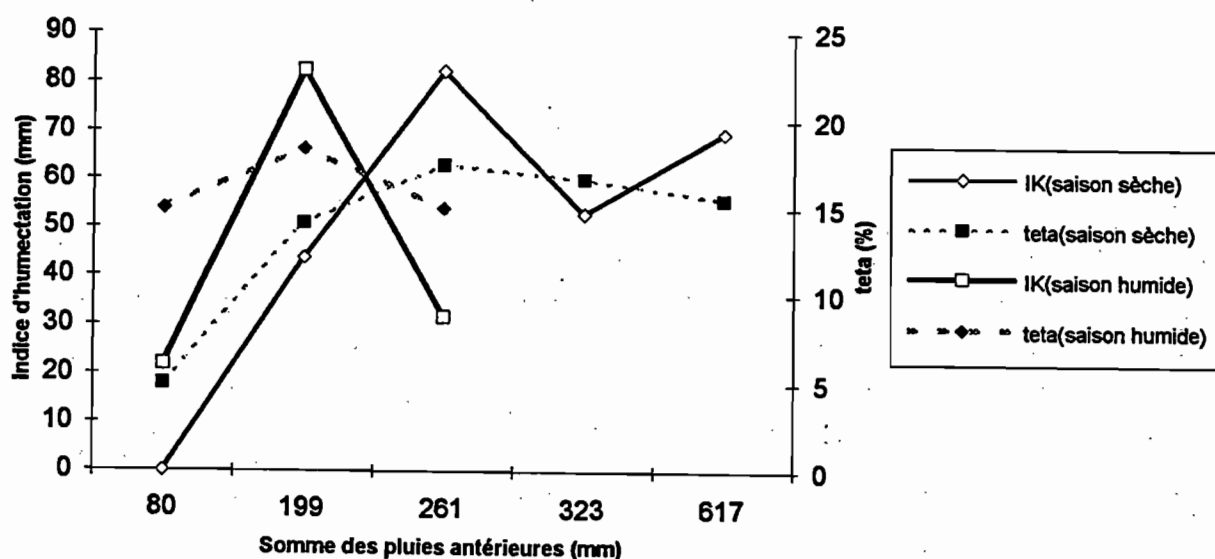
Des mesures avec l'humidimètre à neutrons n'ont pas été effectuées au cours des protocoles de simulation en saison humide. Une hypothèse est faite sur la valeur de la teneur en eau au début du protocole de simulation : elle sera prise égale à 15 %.

Humidité estimée (en %)	Date	Événement particulier	Commentaires
15	23/08 à 21h40		(hypothèse)
		Averse du 23/08 de 21h40 à 23h10	}cette parcelle n'est pas
15,53	24/08 à 23h10		}SAM 3
15	24/08 à 15h09		(hypothèse)
		Averse du 24/08 de 15h09 à 16h34	SAM 3
18,44	27/08 à 15h05		
		Averse du 27/08 de 15h05 à 16h30	
17,57	27/08 à 16h30		

Evolutions comparées de IK et θ

Durant les expériences de simulations de pluie, la teneur en eau du sol est traduite par un indice d'humectation des sols. Nous allons donc tenter de comparer IK et θ , comment ils évoluent en fonction de ΣPa , qui, nous le rappelons, est un facteur explicatif important de ce qui se produit sur nos parcelles. La figure suivante (extraite de l'annexe 3) montre que IK et θ ont des comportements globalement identiques. Il semble néanmoins que les variations de l'indice d'humectation, en particulier en saison des pluies, se font de façon beaucoup plus importante que les variations de la teneur volumique en eau. Comme la satisfaction des besoins en eau des plantes nous intéresse plus particulièrement en saison des pluies, nous nous pencherons rapidement sur le problème de l'adéquation du coefficient de décroissance qui intervient dans le calcul de l'indice d'humectation des sols. Pour approfondir la question, une estimation de l'humidité volumique a été tentée durant une saison des pluies.

Figure 33(a) Evolutions comparées de IK et teta



2.4.4 Comparaison entre θ et l'indice d'humectation durant une saison humide

Pour cela, une simulation de l'évolution de la teneur volumique en eau a été faite à partir des données de la saison des pluies de 1988, année pour laquelle aussi bien les mesures pluviométriques que des mesures à l'humidimètre à neutrons ont été faites, respectivement à Bidi-Samniwéogo (LAMACHERE 1993) et sur des parcelles agronomiques proches de SAM 3, et dont les caractéristiques sont identiques, ce qui permettra une comparaison avec la "vérité-terrain" (parcelles A1 et A2).

Humidités volumiques estimée et mesurée

Le tableau suivant donne ces teneurs en eau (exprimées en %).

Date	Parcelle A1	Parcelle A2	Parcelle SAM 3
10/07	2,9	3,08	5,92
17/07	3,76	6	8
24/07	5,72	4,3	6,60
29/07	4,62	6,26	4,60
02/08	11,14	12,47	12,85
06/08	12,01	12,58	13,46
14/08	12,23	12,69	11,40
16/08	10,71	13,16	13,52
19/08	12,86	13,02	13,31
26/08	13,66	13,60	13,40
01/09	13,41	13,49	13,10
08/09	9,12	8,81	9,22
22/09	6,73	5,58	4,20

On constate une relativement bonne adéquation du modèle, sauf en début de saison sèche quand les teneurs en eau sont inférieures à 7-8 %. A ces teneurs en eau, les flux ascendants sont uniquement dus à l'évapotranspiration. Il est probable que le modèle surestime alors cette évapotranspiration.

Ainsi, la valeur de 4,2 % calculée par le modèle est assez faible, comparée à ce qui est mesuré sur les parcelles A1 et A2. Néanmoins, on peut dire que les ordres de grandeur sont respectés. En effet, à la fin du mois d'octobre, la teneur en eau qui est mesurée sur la parcelle SAM 3 est de l'ordre de 5 % (voir figure 28).

L'évapotranspiration est en effet estimée dans le modèle, estimation qui peut être différente de l'évapotranspiration réelle. En effet, une différence de l'ordre d'un millimètre par jour sur la valeur de ETR, qui n'a été qu'estimé ici, donne des valeurs différentes pour l'humectation du sol. Ainsi, par exemple, en partant d'une même teneur en eau le 17 septembre 1988, et en utilisant le modèle, on trouve, le 22 septembre 1988, des teneurs en eau valant respectivement (en %) 5,75, 6,31 et 6,86 avec des ETR de 3, 2, et 1. Bien que peu sensible, cette différence est importante en valeur relative, et peut entraîner des erreurs cumulées.

Plus la teneur volumique en eau est faible, plus la connaissance de l'évapotranspiration demande de la précision, moins le modèle donne des résultats satisfaisants. Il est cependant globalement satisfaisant pour les autres situations.

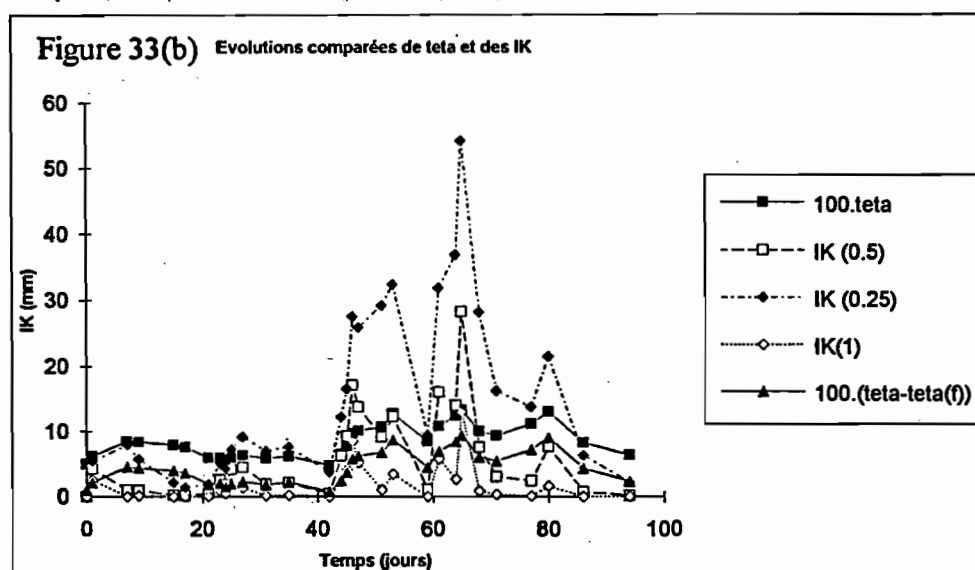
Calcul de IK avec différents coefficients de calage α

En partant d'une valeur de IK nulle en début de saison, on effectue parallèlement au calcul de la teneur en eau des sols celui de l'indice d'humectation des sols. Comme il a été remarqué plus haut, le coefficient de calage de 0,5 a été choisi de façon arbitraire. Notons que CHEVALLIER 1983 fait état de différentes valeurs qui ont été prises pour α , et qui varient de 0,01 à 2 selon le site.

Les résultats obtenus (voir annexe 3) montrent :

- avec un coefficient de décroissance de 0,5, des fluctuations pour IK du même ordre de grandeur que θ (IK tourne globalement autour de 1 mm, dépassant occasionnellement 10 mm) ;
- des valeurs plus fortes avec un coefficient de décroissance de 0,25, avec une amplification des fluctuations ;
- des valeurs plus faibles avec un coefficient de décroissance de 1, et des fluctuations moins amplifiées.

Une visualisation des différents IK ainsi calculés et de θ en fonction du temps est présentée dans la figure suivante.



Le temps $t = 0$ figurant sur le schéma correspond au début de la saison, soit mi-juin (la première averse est du 15 juin). Au bout de 120 jours, on est à la mi-octobre. La valeur de la teneur volumique en eau modélisée en fin de saison est apparemment inférieure à ce qui est observable. En effet, la figure 28 montre, pour mi-octobre, une valeur de θ entre 5 et 10 %.

Encore une fois, on peut évoquer les limites du modèle, qui, faisant appel à des estimations pour l'évapotranspiration, tend à la surestimer en fin de saison, conduisant à des valeurs faibles de la teneur en eau dans le sol.

On constate, comme précédemment, que la teneur volumique en eau et les différents indices d'humectation varient de façon identique. Finalement, un coefficient de décroissance de 0,5 permet d'approcher d'assez près le comportement du sol vis-à-vis de l'infiltration.

2.5 Conclusion sur la modélisation de l'humectation

La modélisation de la teneur en eau des sols a montré l'importance de bien connaître l'évapotranspiration réelle, sensiblement différente de l'estimation qui peut en être faite.

En effet, une différence de l'ordre d'un millimètre par jour sur la valeur de ce paramètre, déjà difficile à apprécier, donne des valeurs différentes pour l'humectation du sol. Ainsi, en partant par exemple d'une même teneur en eau le 17 septembre 1988, on trouve, en appliquant le modèle, une teneur en eau, pour le 22 septembre 1988, valant respectivement (en %) 5,75, 6,31, et 6,86 avec des ETR (en mm/j) de 3, 2 et 1. Bien que peu sensible, cette différence liée à une mauvaise connaissance de l'évapotranspiration peut entraîner des erreurs qui se cumulent au fur et à mesure des calculs. On rappelle d'ailleurs l'incertitude sur la valeur de l'évapotranspiration réelle qui est de 2,5 mm/j pour une période d'une décade en saison humide, et 1,5 mm/j en saison sèche. Cette incertitude est telle que la prudence est de rigueur quant à toute interprétation des résultats obtenus à partir de ce modèle d'humectation des sols, qui fait appel à des estimations plus ou moins précises de l'évapotranspiration.

Pour mieux évaluer la décroissance des humidités en début de saison sèche, il serait donc judicieux de prévoir une modélisation qui prenne en compte les relations hydrodynamiques. Les paramètres q , K , h et θ sont en effet reliés entre eux par le moyen de :

$$q = -K(\theta) \cdot \left(\frac{\partial h(\theta)}{\partial z} - 1 \right)$$

Ainsi, pour une modélisation plus précise du bilan hydrique, on pourra utiliser les données $K(\theta)$ et $h(\theta)$ sur l'ensemble du profil.

Néanmoins, on peut dire que le modèle ainsi trouvé permet d'approcher de façon relativement satisfaisante la teneur en eau du sol en cours de saison des pluies. Ainsi, les valeurs de l'humidité volumique calculées correspondent-elles à celles qui ont été observées sur les parcelles agronomiques. En couplant la modélisation du ressuyage avec le modèle obtenu à partir des ruissellements en simulation de pluies, on peut estimer avec une bonne précision la quantité d'eau stockée dans la tranche de sol concernée par l'extraction racinaire.

La modélisation a été jusqu'à présent effectuée à l'échelle du mètre carré. Nous allons maintenant voir ce qui peut être fait à une plus grande échelle, qui intéresse plus particulièrement les aménagés, celle des parcelles agronomiques.

PARTIE 3

**MODELISATION DU RUISSELLEMENT A L'ECHELLE DU
VERSANT**

1 Présentation des parcelles agronomiques, site d'expérimentation

1.1 Le dispositif expérimental

Le dispositif expérimental des parcelles agronomiques de BIDI-SAMNIWEOGO est installé sur le versant nord-est d'une ligne de petites buttes orientée du sud-est vers le nord-ouest (SERPANTIE, LAMACHERE 1989). Chaque parcelle est implantée de telle sorte qu'elle recouvre dans son tiers supérieur un impluvium inculte, où la cuirasse ferrugineuse est proche de la surface du sol, suivi topographiquement d'un champ cultivé.

Sur l'impluvium, long de 50 mètres, se développe un sol meuble, peu profond (20 à 40 cm) qui couvre la cuirasse ferrugineuse. Il est composé d'un horizon gravillonnaire et caillouteux plus ou moins induré en carapace, surmonté d'une couche de terre peu épaisse (10 à 20 cm), sablo-argileuse, de structure massive. L'apport de cet impluvium amont a été supprimé en 1988.

Le champ cultivé de mil, long de 100 mètres, est formé d'une couche de sables éoliens dont l'épaisseur croît de 25 cm près de l'impluvium à 220 cm en une quarantaine de mètres.

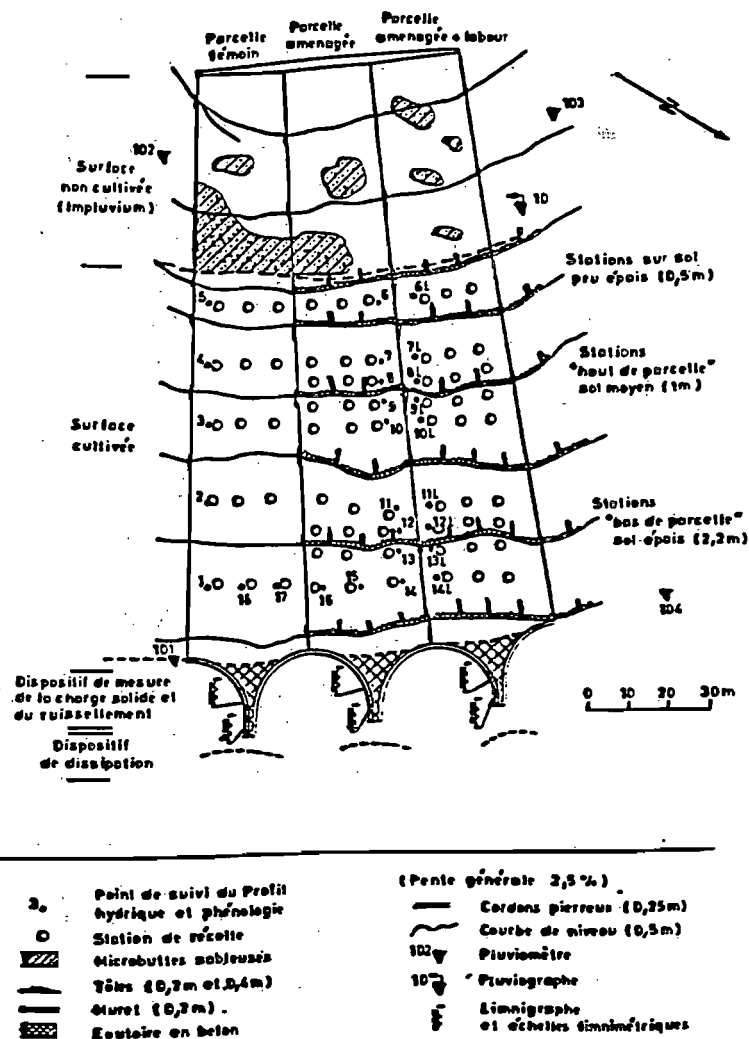


Figure 34 : Plan d'ensemble du dispositif expérimental de Samniweogo

1.2 Le dispositif expérimental agronomique et hydro-pédologique

L'expérimentation agronomique et hydro-pédologique a visé, à l'origine, à mettre en évidence l'effet des cordons isohypses, des impluviums et des labours sur l'infiltration, le ruissellement et l'érosion, en évaluant les conséquences de leur installation, de leur utilisation et de leur pratique sur la conduite de la culture et l'élaboration des rendements.

Pour ce faire, trois parcelles contiguës, longues de 150 m, larges de 20 à 30 m, orientées dans le sens de la plus grande pente (2,5 %), ont été implantées sur le même versant, dans des conditions topographiques et géométriques identiques (voir figure 34). Jusqu'à leur installation, l'histoire culturale des parcelles était identique et homogène.

La première parcelle, la plus à gauche quand on regarde vers l'amont du versant, est utilisée comme parcelle témoin. Elle n'a subi aucun aménagement, elle est cultivée à la manière habituelle. L'itinéraire cultural est le suivant : préparation du champ sans labour (simple nettoyage des tiges de mil et des mauvaises herbes), semis en poquets à la main en lignes, tous les 80 cm à 1 m avec des alignements décalés une ligne sur deux (poquets en quinconce) dès les premières grosses pluies du mois de juin, premier sarclage fin juillet, deuxième sarclage fin août, récolte fin septembre. Les sarclages sont faits à la "daba" en contre-buttes, c'est-à-dire avec les pieds de mil placés au creux des dépressions. Le sarclage remanie complètement l'horizon superficiel du sol sur une épaisseur de 15 à 20 cm.

La seconde parcelle, en position médiane, est munie d'un aménagement en cordons pierreux isohypses constitués d'une double rangée de blocs de cuirasse ferrugineuse (40 kg par mètre linéaire). La dénivellée entre les cordons pierreux est de 50 cm. Ils sont larges de 25 cm, aussi hauts que larges et espacés d'environ 20 m. Six cordons pierreux ont été posés sur la partie cultivée, aucun cordon pierreux n'a été posé sur l'impluvium. Cette parcelle est cultivée comme la parcelle témoin. En 1987, au premier sarclage, des levées de terre longues de 2 m à 2,5 m, espacées de 8 à 10 m, ont été dressées en amont des cordons pierreux, cloisonnant grossièrement le dispositif isohypse.

La troisième parcelle, en position dextre quand on regarde vers l'amont du versant, est identique à la seconde parcelle. Elle est labourée selon des courbes de niveau en suivant la direction des cordons pierreux, avec une charrue bovine attelée, dès que l'humidité du sol le permet, vers la fin du mois de juin ou au début du mois de juillet. Elle ne fera pas l'objet de notre étude.

1.3 Le dispositif pluviométrique

Le dispositif pluviométrique comprend 4 pluviomètres et 1 pluviographe, répartis à raison de 2 appareils en aval (n° 101 et 104), et de 2 appareils en amont des parcelles (n° 102 et 103).

Le pluviographe est installé en amont, près de la parcelle labourée, non loin du pluviomètre n°103. Les surfaces réceptrices des appareils sont placées 1 mètre au-dessus du sol.

Une station climatologique est installée près du village de NAYIRI, environ 4 km à l'est des parcelles de SAMNIWEOGO. Elle comprend les appareils classiques de mesure des principaux paramètres climatiques, et en particulier la pluie au sol et la pluie à 1 mètre au-dessus du sol.

1.4 Le dispositif de mesure des ruissellements

Chaque parcelle est limitée par des tôles galvanisées fichées en terre sur une profondeur de 20 cm et dépassant la surface du sol d'une vingtaine de centimètres. Les limites longitudinales des parcelles ont été implantées avec beaucoup de soin de telle sorte qu'elles suivent rigoureusement les lignes de plus grande pente, évitant ainsi le cheminement préférentiel des eaux le long des bordures artificielles. En aval de chaque parcelle, une surface bétonnée, limitée par un muret haut d'une trentaine de centimètres, collecte les eaux de ruissellement jusqu'au dispositif de mesure des niveaux d'eau et des débits qui comprend de l'amont vers l'aval :

- un limnigraphe avec échelles limnimétriques ;
- un canal jaugeur de longueur 5 mètres, de largeur 1 mètre, de section rectangulaire, pour la mesure des forts débits : 20 à 200 litres par seconde ;
- un déversoir triangulaire à mince paroi pour la mesure des faibles débits : 0 à 30 litres par seconde.

Lorsqu'il pleut, le ruissellement se produit avec une intensité extrêmement variable, et forme une crue. Le volume d'eau parvenant à chaque instant à l'exutoire d'une parcelle varie énormément au cours de l'écoulement.

Pour évaluer le volume total d'eau qui s'écoule d'une parcelle lors d'une pluie, il est nécessaire de connaître le débit écoulé à chaque instant. Pour y parvenir, on procède à des mesures à l'exutoire de la parcelle. Ces mesures consistent à déterminer la vitesse moyenne d'écoulement correspondant à chaque cote observable. Elles se font soit au canal jaugeur, à l'aide d'un micro-moulinet lorsque la couche de l'eau s'y trouvant dépasse 5 cm d'épaisseur, soit au déversoir triangulaire à l'aide d'un seau gradué et d'un chronomètre. Il est ainsi possible de dessiner, pour chacune des parcelles, une courbe d'étalonnage ou courbe de tarage, traduisant la(les) relation(s) existant entre les hauteurs d'eau et les débits liquides. La courbe d'étalonnage permet de tracer les hydrogrammes, courbe des débits en fonction du temps. L'intégrale de ces courbes donne le volume total d'eau déversé lors d'une pluie.

2 Modélisation globale du ruissellement

Les pluies qui vont être utilisées lors de la modélisation seront les pluies au sol. Effectivement, il existe une différence, faible mais systématique, entre ce qui est mesuré avec les pluviographes, les pluviomètres et ce qui arrive effectivement au niveau du sol (LAMACHERE, 1993). Cependant, la modélisation globale du ruissellement utilise les relations établies en simulation de pluie, dont les coefficients sont calculés à partir des pluies au sol. En effet, les relations produites lors de cette modélisation sont obtenues en cherchant une courbe traduisant le mieux possible la relation entre la lame ruisselée et la hauteur pluviométrique. La pluie utile est la quantité de pluie contribuant réellement au ruissellement : c'est la hauteur d'eau calculée pour des intensités de pluie supérieures à l'intensité de pluie limite du ruissellement. En tenant compte de l'état de surface du sol, qui est traduit plus simplement par la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage, l'intensité de pluie limite du ruissellement a pu ainsi être approchée en utilisant les relations établies plus haut à partir de la simulation de pluies.

Les données disponibles sont, d'une part, la pluie utile à une date donnée, d'autre part, une série donnant, pour une averse et toutes les dix minutes, les hauteurs pluviométriques à un pluviographe (PG 10). La somme des hauteurs pluviométriques mesurées au pluviographe n'étant pas égale à la pluie utile, une règle de trois a été effectuée pour déterminer les hauteurs de pluie toutes les dix minutes qui auraient été observées au sol.

Par exemple, voici comment a été calculée la pluie utile lors de l'averse du 02/08/88. Les autres averses figurent dans l'annexe 4.1. Afin d'alléger les calculs, des intensités de pluie ont été calculées sur des pas de temps de 20 minutes.

Pluie au sol	Pluie PG10	I_l	Intensités de pluie (toutes les 20')				Intensité de pluie (10')	Intensités de pluie utile (20') ¹⁰				Intensité de pluie (10')	Pluie utile
mm	mm	mm/h	mm/h				mm/h	mm/h				mm/h	mm
53.7	48.3	22.6	73.5	45.6	11.7	4.8	81.7	50.7	0	0	0	0	44.1
			3	1.8	1.8		0	0	0	0			
			3.3				0						

Nous avons alors tenté de modéliser de cette façon le comportement hydraulique de chacune des parcelles (aménagée et témoin) durant chacune des situations précédemment décrites. Nous avons à notre disposition :

- les années 1985, 1986 et 1987 pour la période avec l'impluvium
- les années 1988, 1989 et 1990 pour observer le ruissellement en l'absence de l'impluvium.

¹⁰ Cette intensité de pluie correspond :

- au produit de l'intensité de pluie par le rapport entre la pluie au sol et la pluie mesurée au PG 10, si ce rapport est supérieur à l'intensité de pluie limite de ruissellement
- à 0 autrement.

2.1 Années sans impluvium

2.1.1 Parcelle témoin

La figure 35 qui concerne la parcelle témoin a fait l'objet de la recherche d'une équation de type puissance, relation traduite par la courbe représentée sur la figure, et qui est :

$$LR = \exp(-2,02) \cdot (Pu - 5)^{1,46}$$

Elle est valable pour une pluie utile :

- supérieure à 5 mm, valeur en-deçà de laquelle le ruissellement pour le modèle est considéré comme nul
- et vérifiant la condition $LR < Pu$ et $d(LR)/d(Pu) \leq 0,8$.

Les événements du 08/08/89, 30/07/89 et 07/09/90 constituent des points " aberrants ", des points qui, en tout cas, sont bien éloignés du nuage de points. Il s'agit d'événements pluvieux importants, puisqu'ils sont caractérisés par de fortes intensités de pluies. De plus, ils se produisent juste après le sarclage, qui a été fait en 1989 entre le 20 et le 30/07 (premier sarclage), et, en 1990, avant le 07/09 (deuxième sarclage). Le sarclage ayant pour conséquence d'augmenter l'infiltration, le ruissellement à ces dates est faible. Il s'agit probablement d'un problème qui est lié à la pluie, qui est peut-être tel que les limites du modèle sont atteintes.

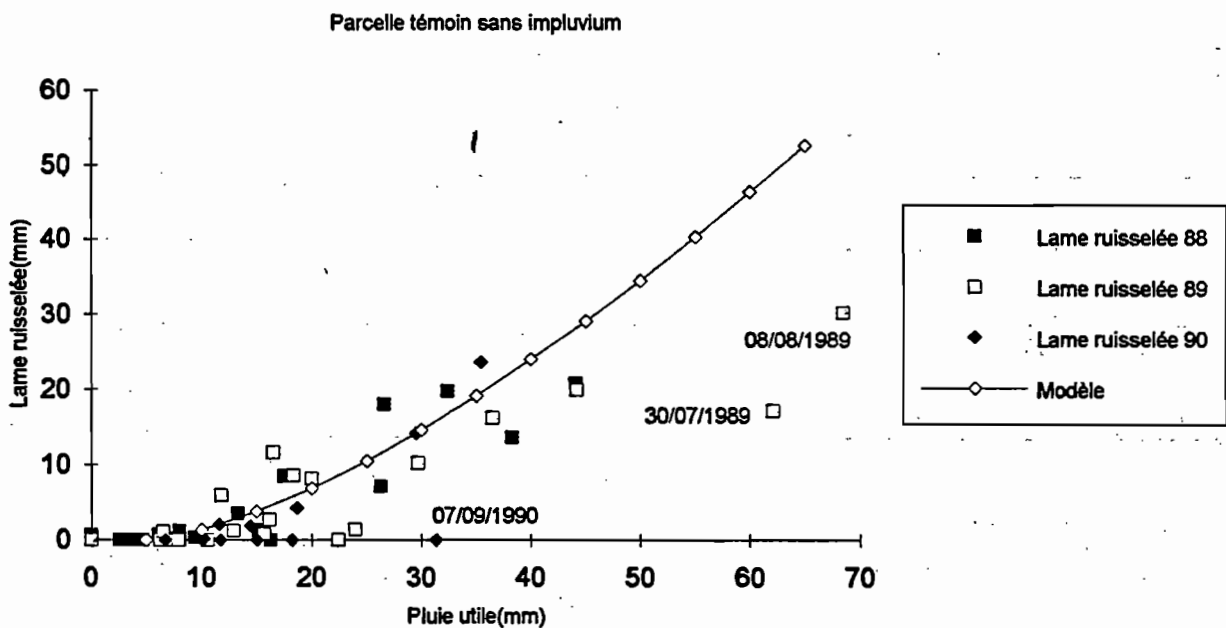


Figure 35 : Parcelle témoin sans impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile

Le calcul de l'écart moyen¹¹ pour la parcelle témoin est de l'ordre de 11, sans tenir compte des points aberrants. La figure 36 montre d'ailleurs les lames ruisselées calculées à partir du modèle en fonction des lames ruisselées observées.

¹¹ Il s'agit du rapport entre la somme des carrés des écarts entre les valeurs calculées et observées de lame ruisselée, et le nombre d'observations.

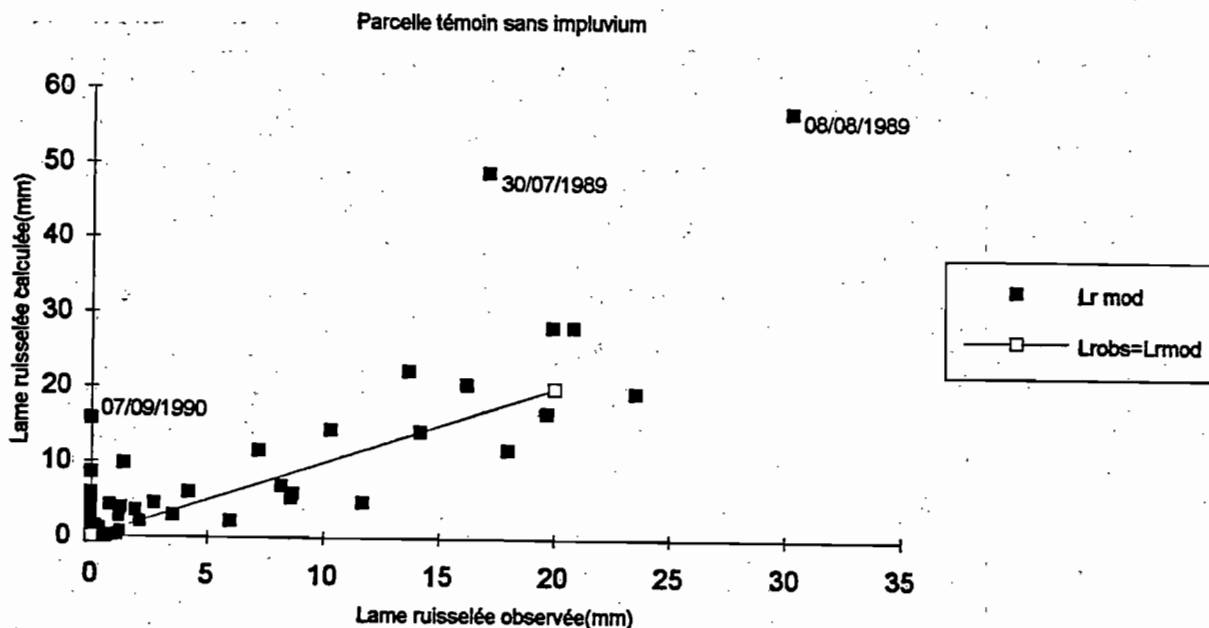


Figure 36 : Parcelle témoin sans impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées

Cette modélisation nous a donné pour l'instant une relation moyenne, puisqu'elle correspond à ce qui se passe plutôt pour des situations intermédiaires quant à l'état de surface du sol. La figure 37 fait intervenir les différents états de surface du sol, pour lesquels le ruissellement est :

- peu important : le sarclage joue encore un rôle (la somme des pluies antérieures est inférieure à 100 mm)
- moyen : c'est ce qui est le cas pour la plupart des points de mesure
- très important : la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage étant supérieure à 200 mm, la croûte de surface augmente considérablement le ruissellement.

On note que les points correspondant à des situations de fort ruissellement suivent correctement la droite reliant la lame ruisselée en fonction de la hauteur de pluie, obtenue à partir de la simulation de pluies. Son équation $LR = 0,8 \cdot (Pu - 5)$ est celle qui maximise le ruissellement. En effet, la simulation de pluies fait intervenir des fortes intensités de pluie. Elle ne s'effectue que sur une microparcelle de 1 m². Étendre une équation obtenue à partir de la simulation de pluie à l'ensemble d'une parcelle agricole suppose que toute l'eau qui ruisselle sur chaque m² de la parcelle agricole parvient à l'exutoire. Or ce n'est pas ce qui se passe en réalité, puisque des pertes sont observées entre la parcelle où le ruissellement est observé et l'exutoire.

Pour traduire que le ruissellement obtenu en simulation des pluies est le ruissellement maximal observable, la relation puissance du modèle sera plafonnée par cette droite pour les valeurs fortes de pluie utile. Cela se justifie d'autant plus que les relations obtenues, d'une part en simulation de pluie, et d'autre part pour cette modélisation, sont analogues.

La figure 37 fait apparaître les deux relations, montrant comment la relation puissance est bornée dans sa partie supérieure.

De plus, la pente maximale de l'évolution de LR en fonction de Pu est inférieure à la pente de la droite obtenue à partir de la simulation de pluies (d'où la limite de 0,8 imposée pour la

validité de la relation moyenne). En effet, sur un sol moins humecté que celui sur lequel le ruissellement maximal est observé, on observera un décalage au niveau de l'apparition du ruissellement, décalage qui sera probablement maintenu, même pour des valeurs élevées de la pluie utile. Ainsi, lorsque la pente de la relation moyenne atteint 0,8, c'est une droite parallèle à $LR = 0,8 \cdot (Pu - 5)$ qui traduit la variation de la lame ruisselée en fonction de la pluie utile.

Sur la figure 37 apparaissent également des droites pour des états de surface tels que la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage vaut 100 mm (droite d'équation $LR = 0,6 \cdot (Pu - 12,5)$) et 0 mm (droite d'équation $LR = 0,5 \cdot (Pu - 24)$). Ces droites sont obtenues en choisissant pour les paramètres A et Pi les valeurs établies en simulation de pluies. Elles correspondent a priori à des valeurs moyennes, qui donnent une idée de ce qui aurait pu être obtenu en simulation de pluie pour la lame ruisselée.

Rôle de l'état de surface. Parcelle témoin sans impluvium

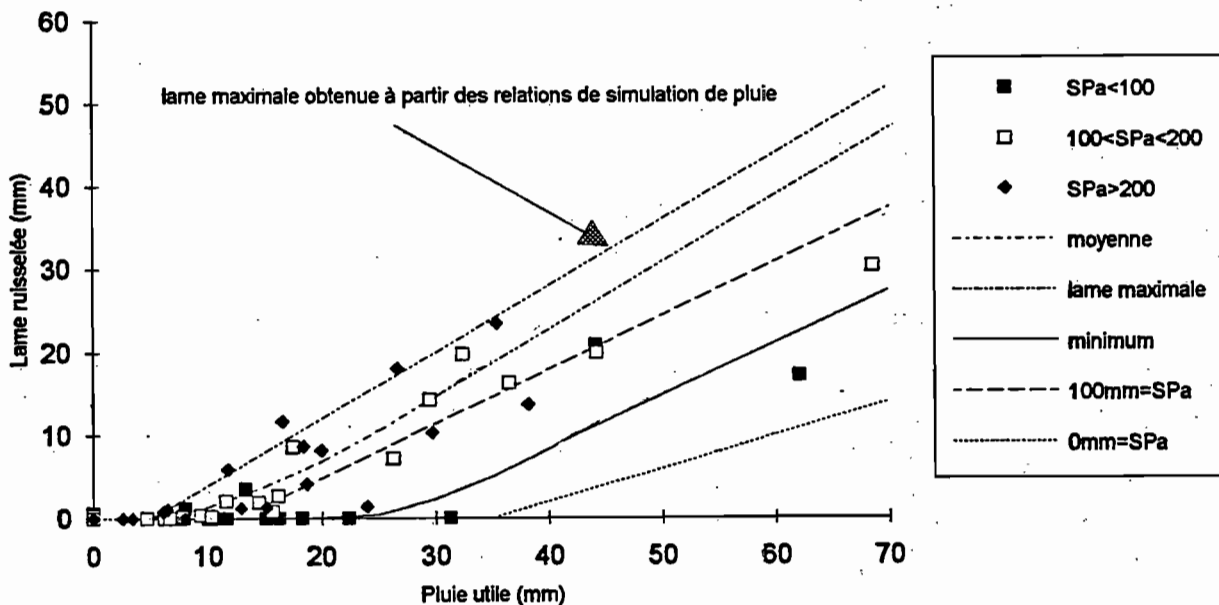


Figure 37 : Parcelle témoin sans impluvium : lien avec l'état de surface et la simulation de pluie

Il est intéressant de noter qu'une relation de type puissance, dont la courbe est la translatée de celle exprimant la relation moyenne, peut traduire une limite inférieure pour le ruissellement, ce dernier étant par conséquent compris dans une certaine fourchette. Cette courbe elle-même vérifie la condition $(dLR)/(dPu) < 0,6$, qui est la valeur de A pour une ΣPa valant 100 mm. En procédant ainsi, on trouve d'ailleurs des limites pour le ruissellement qui ressemblent à celles déterminées par LAMACHERE et SERPANTIE (1988).

2.1.2 Parcelle aménagée

A partir du nuage de points de la figure 38, une équation de type puissance a également été cherchée pour tenter d'approcher la relation entre les lames ruisselées et les pluies utiles. L'équation ainsi trouvée est :

$$LR = \exp(-2,75) \cdot (Pu - 10)^{1,45}$$

Elle est valable pour une pluie utile supérieure à 10 mm. Pour des valeurs inférieures, la lame ruisselée est nulle. Il faut de plus que $(dLR)/(dPu)$ soit inférieure à 0,8.

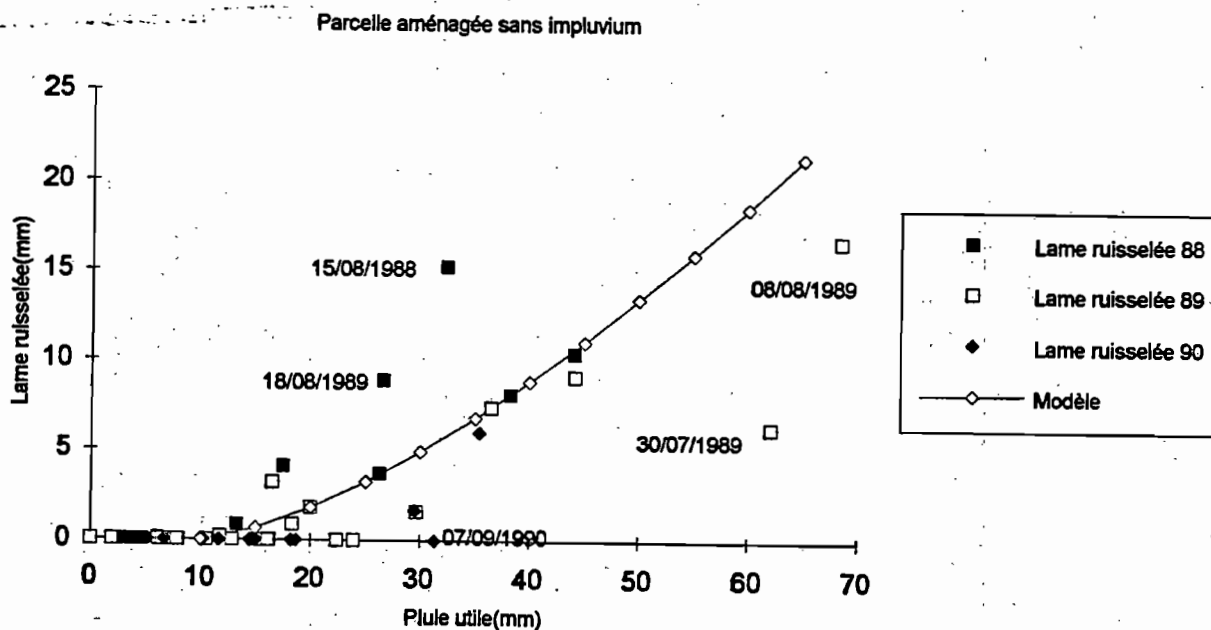


Figure 38 : Parcelle aménagée sans impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile

On observe les mêmes points aberrants, que pour la parcelle témoin, ayant eu lieu le 08/08/89, le 30/07/89 et le 07/09/90. Par contre, un autre point aberrant apparaît, qui correspond à l'événement pluvieux du 15/08/88, et qui donne une lame ruisselée forte. Ceci s'explique difficilement par l'état de surface du sol. En effet, bien que l'on se situe à cette date assez loin du sarclage (la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage est d'environ 160 mm, si bien que le sarclage n'a plus que peu d'effet sur l'infiltration), la lame ruisselée observée est néanmoins bien importante par rapport à la quantité de pluie qui est tombée. L'état de surface du sol étant déjà pris en compte dans le calcul de la pluie utile, on peut mettre en doute la qualité de l'enregistrement au limnigraphe sur la parcelle aménagée.

En dehors de ces points aberrants, la courbe moyenne qui traduit la liaison entre la lame ruisselée et la pluie utile réalise une assez bonne représentation des observations, puisque l'écart moyen obtenu est d'environ 3. Cet écart moyen ne prend pas en compte les points aberrants qui apparaissent sur la figure 38. Il montre une relativement meilleure adéquation du modèle par rapport à celui trouvé sur la parcelle témoin. La figure 39, quant à elle, représente les lames ruisselées calculées à partir du modèle, en fonction des lames ruisselées mesurées sur le terrain.

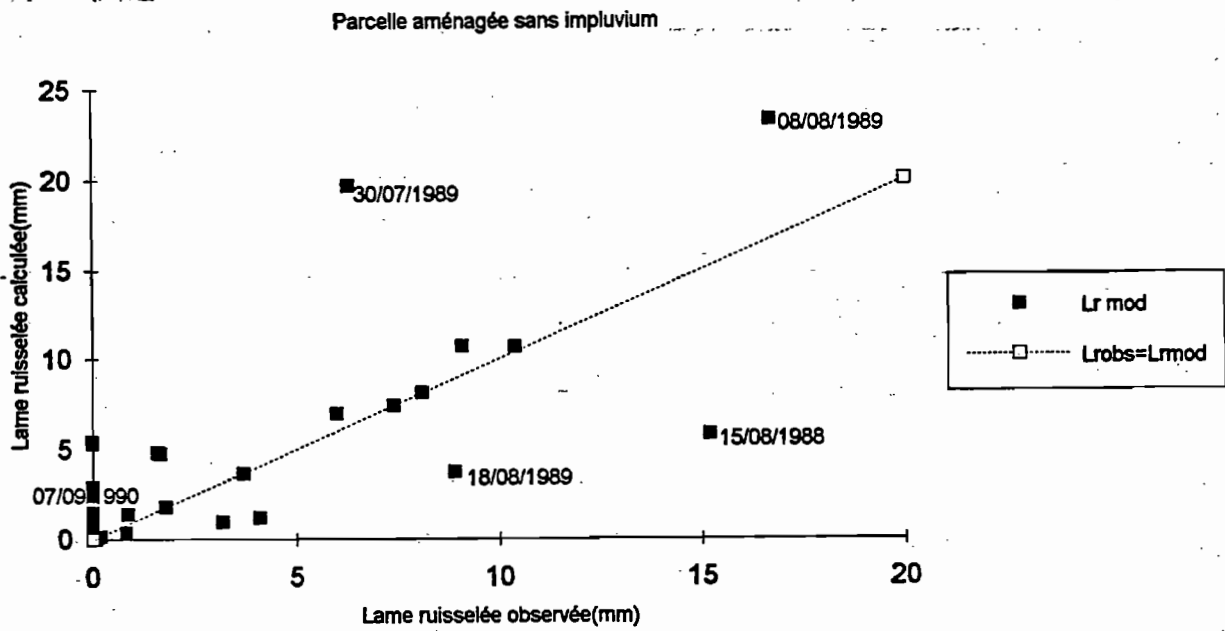


Figure 39 : Parcelle aménagée sans impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées

De même que, pour la parcelle témoin, une courbe enveloppe a été déterminée pour le ruissellement, il peut être utile de chercher une plage de valeurs entre lesquelles les points du nuage sont le plus souvent rencontrés. Pour cela, l'analyse du comportement de la parcelle aménagée par rapport à la parcelle témoin est nécessaire.

Le schéma suivant (figure 40) montre l'influence des cordons pierreux. Ce sont des obstacles qui font 15 cm de haut, et on peut supposer que l'eau qui y est arrêtée occupe 10 cm de hauteur.

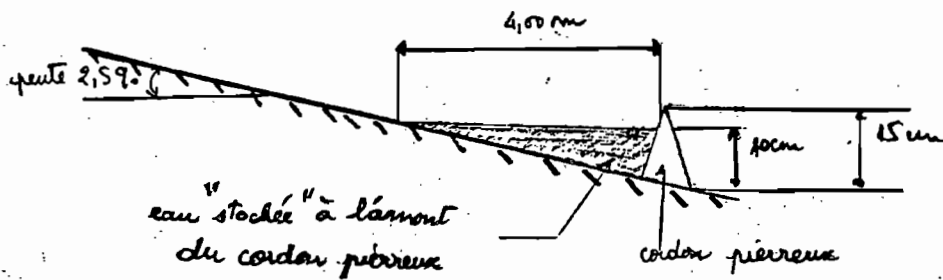


Figure 40 : Schématisation de l'effet des cordons pierreux

Il a été observé que, en amont de ces cordons pierreux, de l'eau est stockée sur une distance d'environ 4 mètres. Etant donnée la largeur de la parcelle, on peut en déduire déjà le volume d'eau qui peut être stocké par ces cordons pierreux, et qui vaut 30 m³. On peut donc, lors d'une première approximation, en déduire que, par rapport à la parcelle témoin, une lame ruisselée de 10 mm (la surface de la parcelle est d'environ 3000 m²) peut être ôtée, puisqu'elle correspond à ce stock.

Rappelons que, depuis 1987, et donc pour la situation sans impluvium, les cordons pierreux ont été cloisonnés. On peut donc dire que la valeur de 10 cm d'eau au droit des cordons correspond à la réalité, si bien que les 10 mm de lame ruisselée en moins traduisent effectivement ce phénomène de stock occasionné par la présence des cordons pierreux..

La figure 41 fait apparaître les différents états de surface observés, la relation moyenne obtenue à partir du nuage de points, et la lame reconstituée, qui correspond à la droite :

$$LR = 0,8 \cdot (Pu - 5) - 10$$

On s'aperçoit que les valeurs de ruissellement ainsi obtenues sont beaucoup plus fortes que celles qui sont réellement observées. On peut pour cela invoquer le fait que, outre les pertes au cours de l'écoulement vers l'exutoire et le stockage du ruissellement par les cordons pierreux, on assiste à un ralentissement de l'écoulement. L'eau ainsi ralentie peut s'infiltrer plus facilement. Sur une microparcelle de 1 m², on ne s'en serait pas aperçu. Mais, ici, comme les effets d'un tel ralentissement se répercutent sur plusieurs éléments de surface, le ralentissement est sensible, et cela d'autant plus que les pluies sont fortes. C'est en effet pour les plus fortes valeurs de la pluie que la différence est importante entre cette lame ruisselée ainsi reconstituée et la lame observée.

Rôle de l'état de surface. Parcelle aménagée sans impluvium

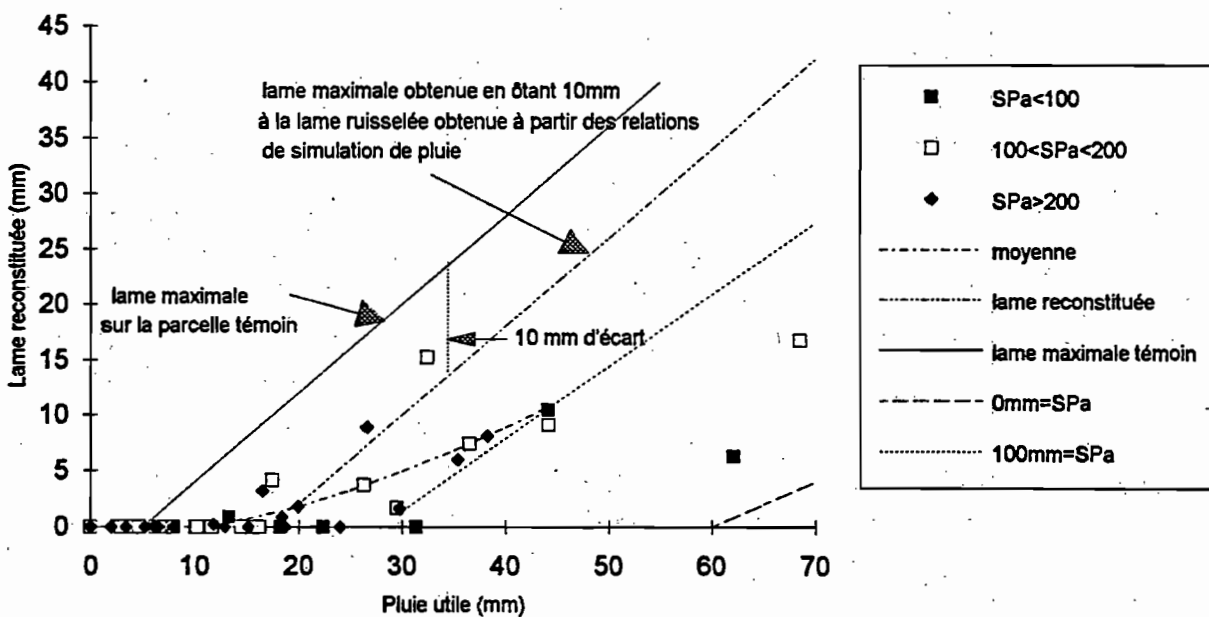


Figure 41 : Parcelle aménagée sans impluvium : lien avec l'état de surface et la simulation de pluie

Par conséquent, on peut supposer que la relation initialement trouvée (valeur intermédiaire pour l'état de surface) traduit d'une assez bonne manière ce qui se passe pour la parcelle aménagée.

Regardons de plus près la différence entre les deux parcelles, et d'abord à partir des relations trouvées par la modélisation. Comme il a déjà été dit plus haut, la comparaison des pluies d'imbibition trouvées pour la parcelle aménagée et la parcelle témoin montre qu'il ruisselle beaucoup plus vite sur la parcelle témoin puisque le ruissellement est observé à partir d'une

pluie de 5 mm, alors qu'il faut attendre 10 mm pour qu'il ruisselle sur la parcelle aménagée. Cela est conforme avec la réalité, et montre encore une fois le rôle des cordons isohypses sur la parcelle aménagée. Ces aménagements ralentissent l'écoulement de l'eau, puisque celle-ci est retenue par ces obstacles. Ainsi, elle participe à une infiltration beaucoup plus importante, ce qui diminue le ruissellement sur la parcelle ayant ces aménagements.

Cette différence apparaît aussi dans les lames ruisselées observées. Ainsi, pour des valeurs de pluie identiques, il ruisselle plus sur la parcelle témoin. Par exemple, pour une pluie de 40 mm, la lame ruisselée observée sur la parcelle témoin est entre 15 à 25 mm environ (voir figure 35), alors qu'elle est dans une fourchette de 5 à 10 mm sur la parcelle aménagée, soit approximativement deux fois moins.

Pour mieux saisir la différence de comportement entre les deux parcelles, des valeurs de lames ruisselées y ont été calculées, pour les mêmes valeurs de pluie, à partir des relations précédemment trouvées. On ne regardera que ce qui se passe pour des pluies inférieures à celle à partir de laquelle la lame ruisselée calculée pour le modèle est supérieure au maximum observable, c'est-à-dire à la lame ruisselée calculée à partir de la simulation de pluies. C'est ce qui est représenté sur la figure 42.

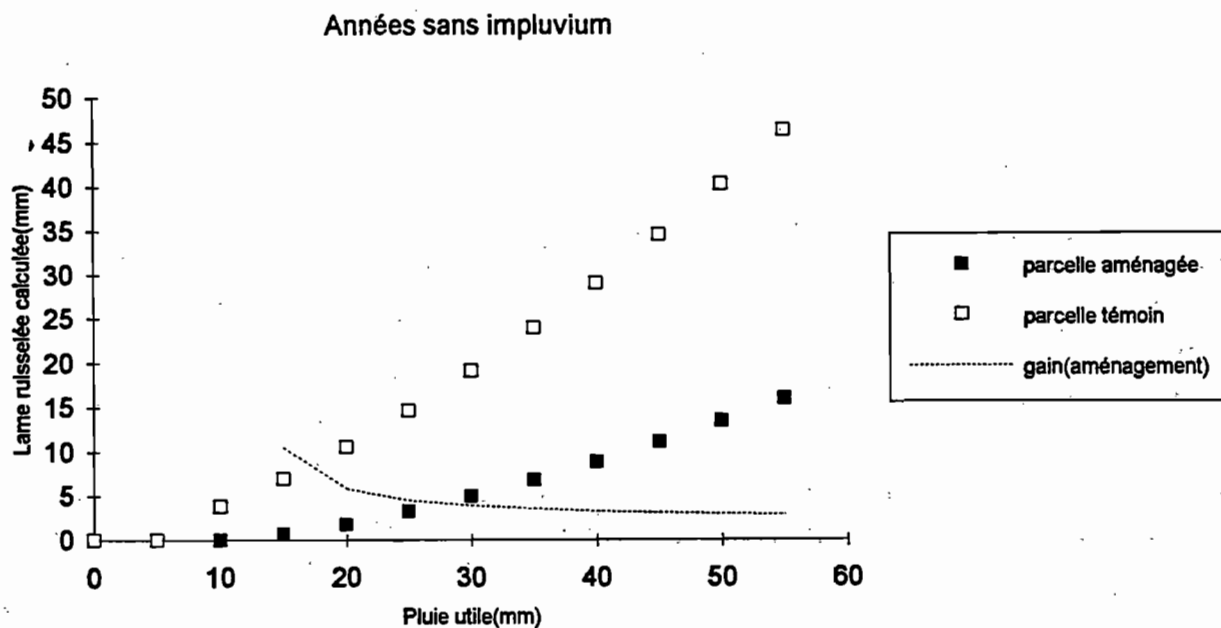


Figure 42 : Comparaison entre les parcelles aménagée et témoin sans l'impluvium

Cette figure montre que l'aménagement des cordons pierreux isohypses contribue effectivement à une augmentation de l'infiltration sur la parcelle aménagée, le gain (rapport entre la lame ruisselée sur la parcelle témoin et la lame ruisselée sur la parcelle aménagée) étant d'autant plus important que les pluies sont faibles. Cela se conçoit si l'on considère que les obstacles que sont les cordons pierreux sont d'autant plus efficaces que les événements pluviométriques sont peu importants. On comprend l'importance de ces aménagements pour les agriculteurs.

2.2 Années avec impluvium

2.2.1 Parcelle témoin

La figure 43 montre le nuage de points, ainsi que la courbe choisie pour modéliser le comportement vis-à-vis du ruissellement de la parcelle témoin en présence de l'impluvium. La relation ainsi trouvée est :

$$LR = \exp(-3.84) \cdot Pu^{1.94}$$

Cette relation est valable pour les valeurs de Pu satisfaisant $LR < Pu$ ($Pu < 60\text{mm}$).

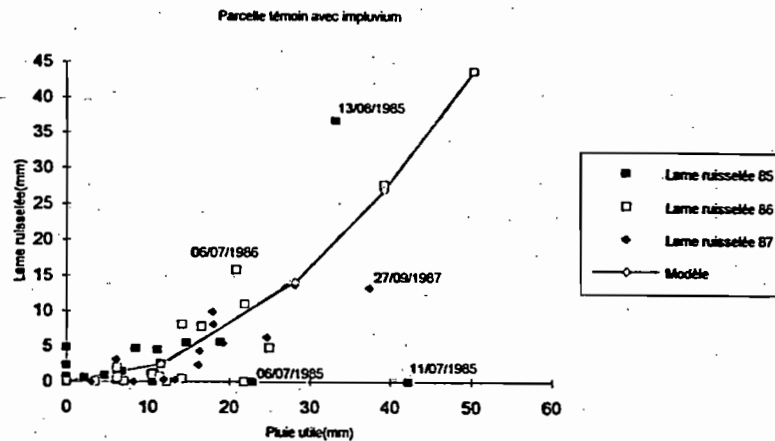


Figure 43 : Parcelle témoin avec impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile

La figure 43 comporte aussi un certain nombre de points aberrants, liés aux pluies du 06/07/85, 11/07/85, 13/08/85, 06/07/86, et 27/09/87. Pour les pluies de l'année 1985, on peut déjà dire que l'étalonnage est moins bon que pour les autres années. Cela permet de les écarter. L'anomalie observée pour les pluies du 06/07/86 et du 27/09/87 ne s'explique pas aisément, à moins d'erreurs de mesure, au pluviographe et/ou pour les volumes ruisselés.

La qualité de l'adéquation correspond à une valeur d'environ 5 de l'écart moyen. La dispersion de la lame ruisselée reconstituée par le modèle par rapport à la lame ruisselée mesurée apparaît dans la figure 44.

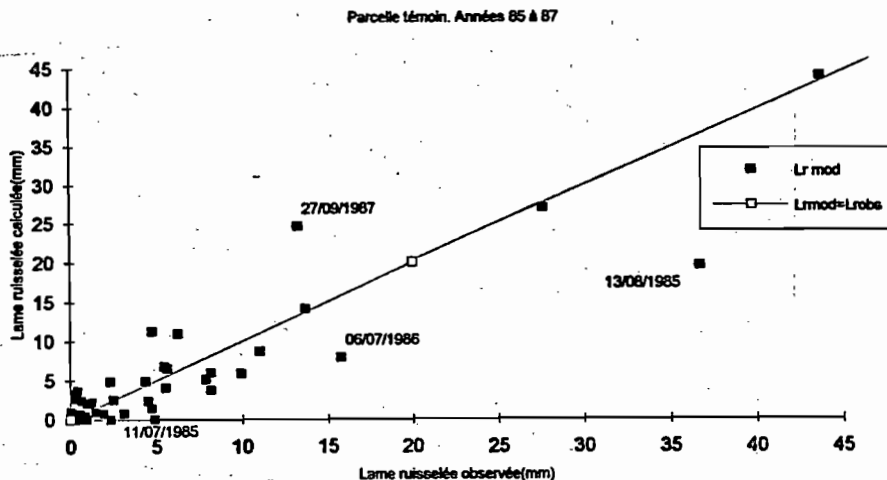


Figure 44 : Parcelle témoin avec impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées

Les limites de validité sont plus difficiles à déterminer plus précisément à cause de l'apport supplémentaire de l'impluvium. On ne peut faire appel aux relations de simulation de pluies pour donner une limite à l'extrapolation de la lame ruisselée pour les fortes valeurs de la pluie utile. Néanmoins, toujours en supposant que le ruissellement maximal est obtenu pour des valeurs élevées de ΣPa , la figure 45 montre des courbes traduisant le ruissellement maximal observable (relation $LR = \exp(-1,5) \cdot Pu^{1,27}$), la relation moyenne, ainsi qu'une (possible) courbe minimisant les lames ruisselées.

Rôle de l'état de surface. Parcelle témoin avec impluvium

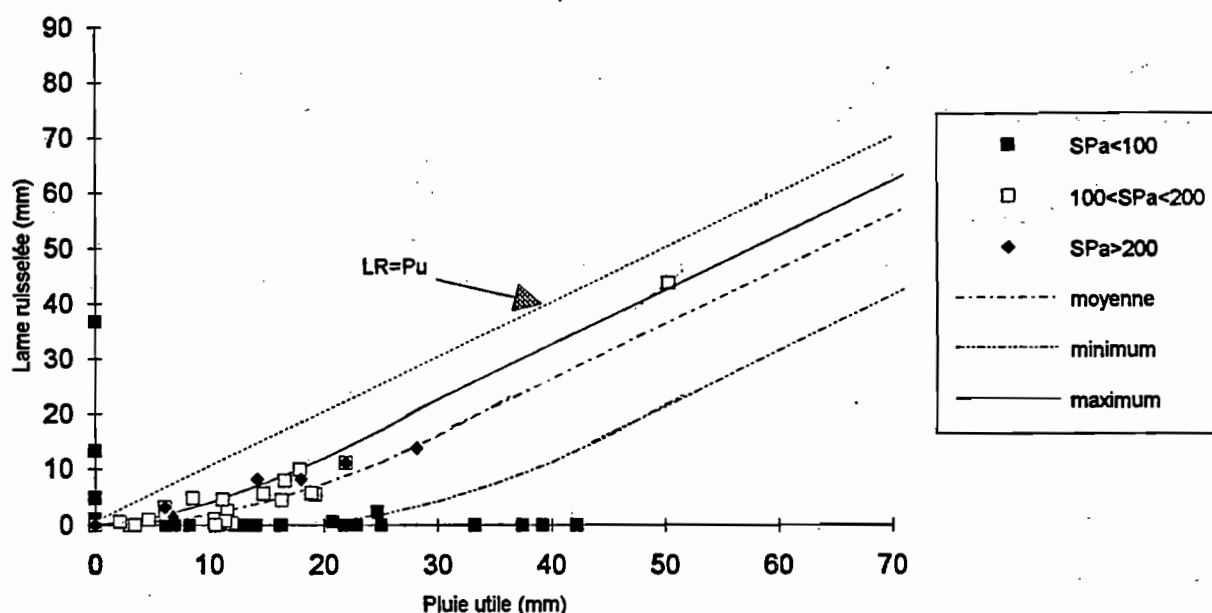


Figure 45 : Parcelle témoin avec impluvium : lien avec l'état de surface

On note également que les points pour lesquels on a le plus de mesures correspondent à des situations intermédiaires, pour lesquelles la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage est comprise entre 100 et 200 mm. Par conséquent, il est moins évident, pour la situation avec l'impluvium, de mieux tenir compte de l'état de surface.

On peut supposer que la pente limite de l'évolution de LR en fonction de Pu est la pente unité. Toutefois, il ne s'agit que d'une hypothèse puisque l'impluvium devrait avoir un rôle à jouer.

2.2.2 Parcelle aménagée

La relation obtenue à partir du nuage de points (voir figure 46) entre la lame ruisselée (modélisée) et la pluie utile est :

$$LR = \exp(-4,60) \cdot Pu^{2,08}$$

La relation n'est valable que pour les valeurs de la pluie utile répondant à la condition $LR < Pu$, c'est-à-dire pour une pluie utile inférieure à 70 mm.

On voit donc que, par rapport à la situation sans impluvium, il ruisselle plus, ce à quoi on pouvait raisonnablement s'attendre.

Les mêmes pluies donnant lieu à des "anomalies" pour la parcelle témoin font aussi les points aberrants sur la parcelle témoin. Sur la parcelle aménagée, d'autres points sortent du nuage et correspondent aux pluies du 26/07/86, du 28/07/86 et du 02/09/86. On peut se demander par conséquent si, pour la parcelle aménagée, les mesures, en tout cas certaines d'entre elles, ne sont pas moins fiables que celles de la parcelle témoin. En effet, les événements du 26/07, du 28/07 et du 02/09/86, se situent à des sommes de pluies antérieures depuis le dernier sarclage supérieures à 200mm. Le sarclage n'a par conséquent plus d'effet, si bien que le ruissellement se fait de façon importante. Pour ces trois dates, il s'agit donc d'un problème pluviométrique.

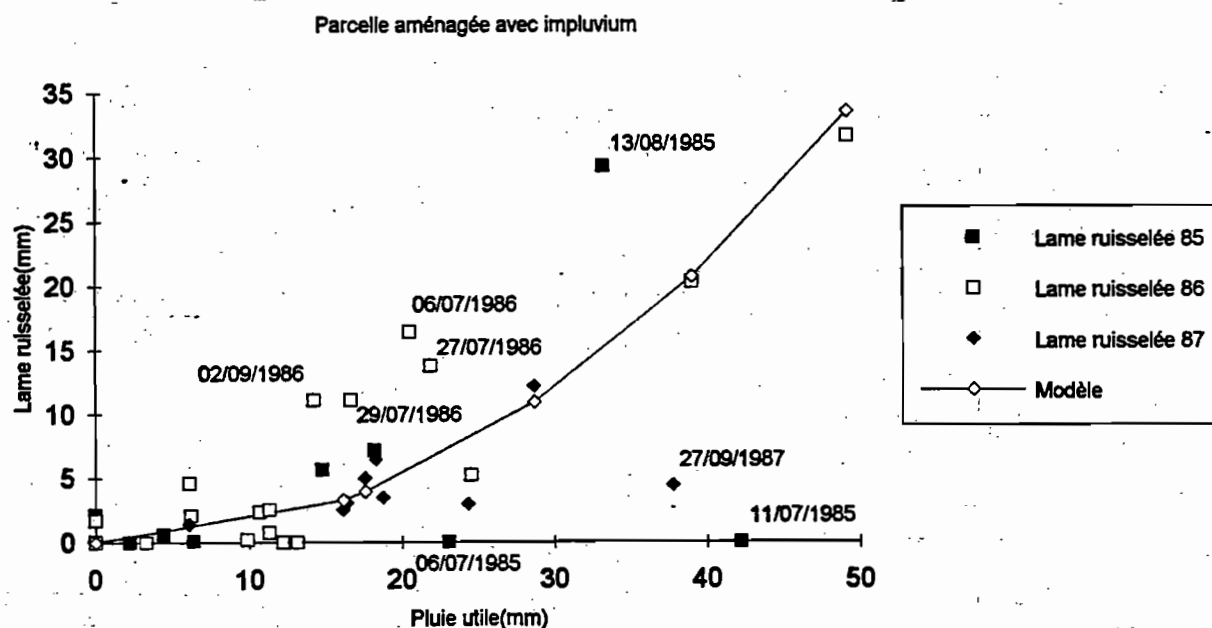


Figure 46 : Parcelle aménagée avec impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile

Le calcul de l'écart moyen pour la parcelle aménagée avec impluvium, donne une valeur d'environ 6 : la relation trouvée est moins performante pour modéliser les observations. Les lames ruisselées reconstituées à partir du modèle, ainsi que les lames ruisselées observées, apparaissent sur la figure 47.

Parcelle aménagée. Années 85 à 87

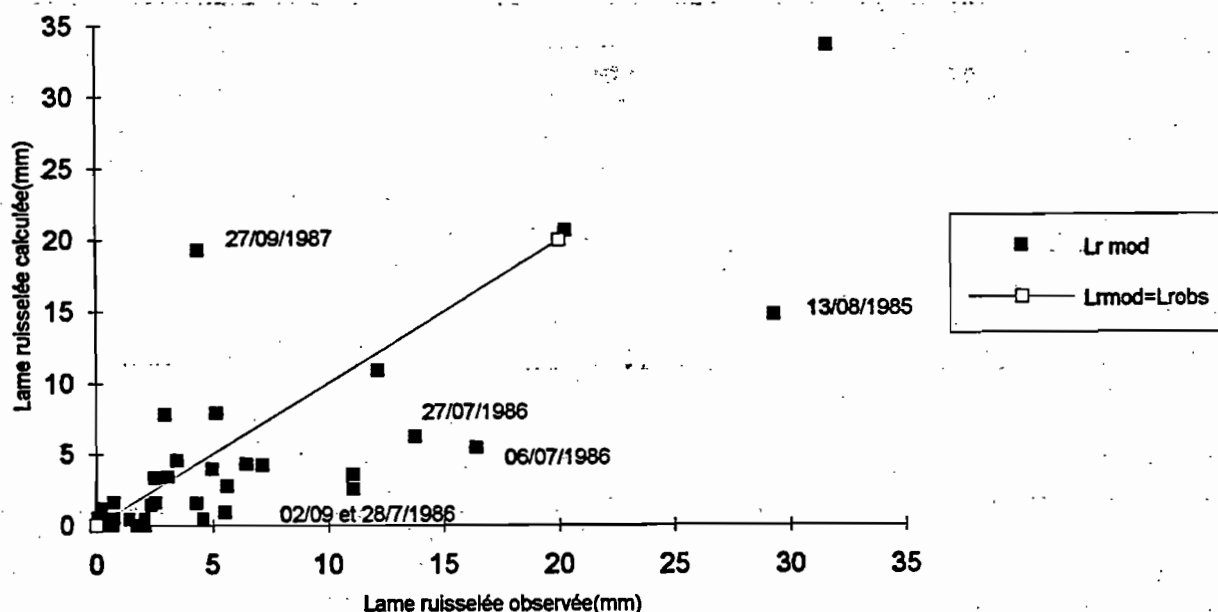


Figure 47 : Parcelle aménagée avec impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées

Si l'on effectue une approximation de la lame ruisselée observable sur la parcelle aménagée de façon identique à celle effectuée pour les années sans impluvium, on s'aperçoit que diminuer de 10 mm la lame ruisselée sur la parcelle témoin pour obtenir ce qui ruisselle sur la parcelle aménagée conduit à des valeurs de lames ruisselées qui sont inférieures à celles qui sont observées.

Néanmoins, il est possible de donner des fourchettes de valeurs qui soient raisonnables, et c'est ce qui apparaît dans la figure 48, où il a été tenté une prise en compte de l'état de surface. La relation qui donne la lame ruisselée pour des fortes valeurs de ΣPa (supérieures à 200 mm) est alors $LR = \exp(-3,03) \cdot Pu^{1,76}$.

Rôle de l'état de surface. Parcelle aménagée avec impluvium

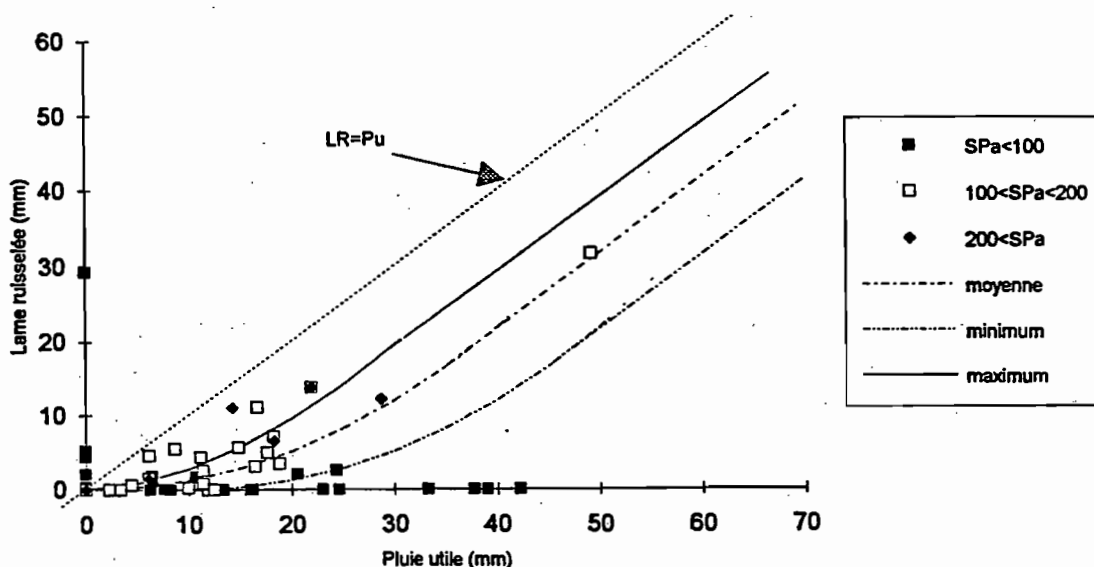


Figure 48 : Parcelle aménagée : lien avec l'état de surface

Le cloisonnement des cordons n'ayant été réalisé que depuis l'année 1987, la quantité d'eau stockée par les cordons avant 1987 (1985 et 1986) est inférieure à 10 mm, puisqu'il existe des pertes latérales pour ce stock. D'ailleurs, même pour 1987, ces 10 mm semblent constituer une trop forte diminution par rapport à la réalité. Il semble d'ailleurs que, contrairement à la situation sans l'impluvium, on ne puisse faire appel à une majoration de la lame ruisselée par la lame ruisselée calculée à partir des relations de simulation de pluies.

Notons que, de même que pendant les années sans impluvium, on retrouve un ruissellement plus important sur la parcelle témoin, pour des pluies utiles semblables. Le gain pour l'infiltration sur la parcelle aménagée, en présence de l'impluvium, est cependant moindre. En effet, pour des valeurs de pluie identiques, les gammes de valeurs des lames ruisselées sont à peu près égales, avec néanmoins un ruissellement légèrement plus fort sur la parcelle témoin. C'est ce que montre une comparaison rapide entre les figures 42 et 45.

C'est aussi ce que confirme la figure 49, qui compare les lames ruisselées reconstituées à partir des modèles ainsi déterminés, et cela pour les deux parcelles. Cela corrobore ce qui a été vu précédemment, et qui montrait que les parcelles témoin et aménagée ont des comportements très proches l'un de l'autre quant au ruissellement qui peut y être observé (voir figures 45 et 48).

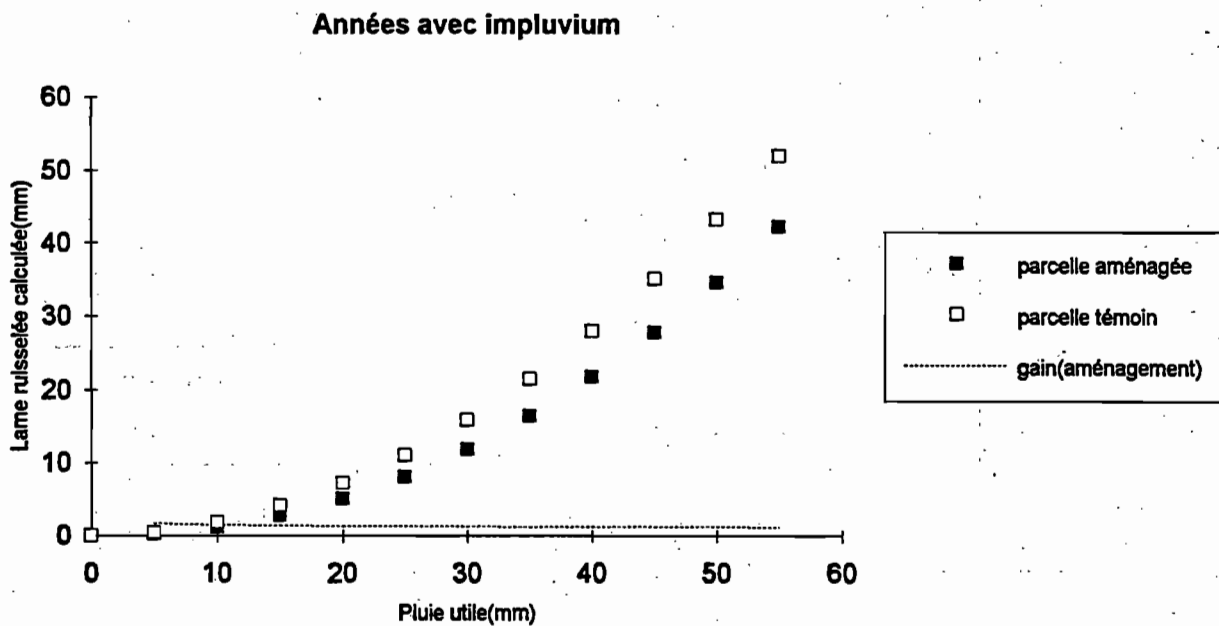


Figure 49 : Comparaison entre les parcelles aménagée et témoin avec l'impluvium

Cela nous amène à nous interroger sur l'effet de l'impluvium, puisque les comportements respectifs des parcelles ne sont pas identiques selon qu'il y ait ou pas d'impluvium.

Pour mieux comprendre ce qui se passe, une comparaison plus précise entre les deux parcelles s'impose.

2.2.3 Rôle de l'impluvium

L'influence de l'impluvium sur le ruissellement sur les deux parcelles peut être apprécié avec les relations qui ont été établies par la modélisation. En faisant la différence entre ce qui ruisselle sur la parcelle en présence de l'impluvium et ce qui ruisselle sans qu'il y ait l'impluvium, on peut approcher le comportement de la parcelle vis-à-vis de cet impluvium. De plus, on verra mieux la différence entre les deux parcelles, cela bien que les deux parcelles ne puissent être directement comparées : l'impluvium n'a pas exactement la même surface sur les deux (voir tableau 8).

	Parcelle aménagée	Parcelle témoin
Surface cultivée	3070 m ²	3110 m ²
Impluvium	1120 m ²	1080 m ²
Surface totale	4190 m ²	4190 m ²

Tableau 8 : Surfaces des deux parcelles

Cette comparaison apparaît sur la figure 49. Elle montre que le gain de ruissellement suite à la présence de l'impluvium (le gain signifiant ici l'apport supplémentaire au niveau de la lame ruissellée) est plus important sur la parcelle aménagée que sur la parcelle témoin.

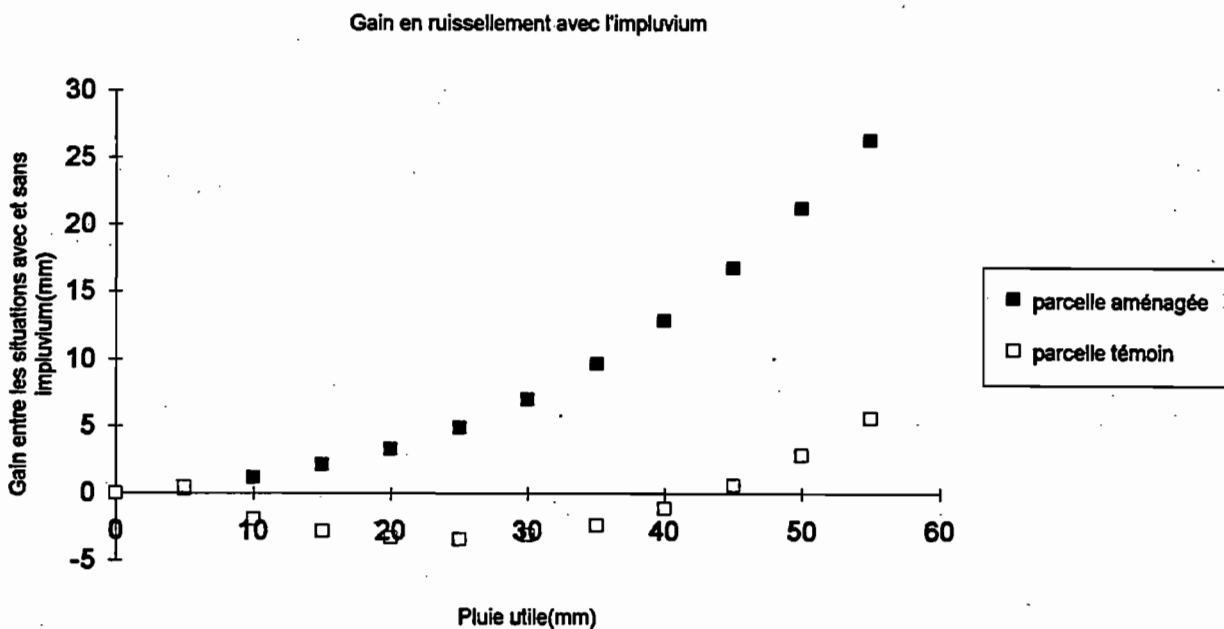


Figure 49 : Gain en ruissellement dû à l'impluvium sur les parcelles témoin et aménagée

Sur la parcelle aménagée, les lames ruisselées sont d'environ 25 % plus importantes avec des pluies inférieures à 30 mm. Le gain augmente jusqu'à atteindre 50 % pour des pluies supérieures à 30 mm.

Sur la parcelle témoin, les apports supplémentaires au ruissellement sont beaucoup plus faibles. C'est probablement à cause de la bande sableuse enherbée qui se situe à l'aval de l'impluvium de la parcelle témoin. Ce dépôt sableux d'origine éolienne, telle une éponge, absorbe une partie des eaux provenant des zones amont, en l'occurrence de l'impluvium lui-même. L'image de l'éponge semble bien représenter également ce qui se produit entre les situations avec et sans impluvium de la parcelle témoin : le gain potentiel apporté par l'impluvium est absorbé par la bande sableuse, jusqu'à ce qu'elle soit "remplie", c'est-à-dire jusqu'à ce que la pluie atteigne des valeurs assez élevées (supérieures à 45 mm). Ce n'est qu'alors que l'influence de l'impluvium se fait véritablement sentir sur la parcelle témoin.

Il serait par conséquent intéressant de modéliser les apports à l'amont des zones cultivées, afin de mieux appréhender le comportement des parcelles cultivées.

Pour cela, on peut envisager, à partir des relations obtenues pendant les années où l'impluvium est présent, de décomposer la lame ruisselée en :

- une partie qui est liée uniquement à la parcelle cultivée : cette portion de lame ruisselée dépendrait de la pluie utile et des caractéristiques de la parcelle, qui peuvent être obtenues à partir de la simulation de pluies;
- une partie traduisant l'apport amont de l'impluvium inculte, et qui serait fonction des dimensions de l'impluvium, de ses caractéristiques, etc...

Cela passe par une confrontation, sur une parcelle donnée, entre les lames ruisselées en présence de l'impluvium et les lames ruisselées quand l'impluvium n'est pas présent.

Une telle décomposition permettrait une transposition des relations alors obtenues sur d'autres sites, transposition qui n'est pas possible pour les relations qui ont été obtenues lors de notre modélisation globale du ruissellement.

Pour tenir compte de l'impluvium amont, on peut, et c'est ce qui a été tenté dans la suite de l'étude, déterminer directement les apports supplémentaires amont. Cela sous-entend une détermination du ruissellement le long du versant.

2.3 Conclusion sur la modélisation globale du ruissellement sur les parcelles agronomiques

Cette modélisation du ruissellement sur les parcelles agronomiques a permis de mettre en évidence quelques caractéristiques liées à ces parcelles.

En absence de l'impluvium, la lame ruisselée modélisée a été supposée inférieure à la lame ruisselée calculée à partir de la simulation de pluies. Cela a permis de donner la limite de validité des relations obtenues lors de la modélisation globale.

Pour une situation pour laquelle la somme des pluies antérieures tombées depuis le dernier sarclage comprise entre 100 et 200 mm, sur la parcelle témoin, on a :

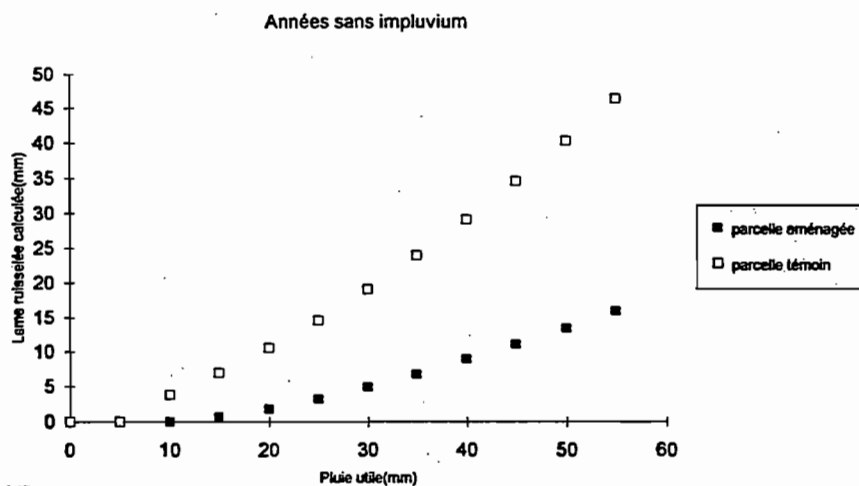
$$LR = \exp(-2,02) \cdot (Pu - 5)^{1,46}, \text{ valable pour } d(LR)/d(Pu) < 0,8, \text{ pente de la droite obtenue en simulation de pluie } (LR = 0,8 \cdot (Pu - 5)).$$

Sur la parcelle aménagée, en plus du stock d'eau qui se fait en amont des cordons pierreux, il se produit une infiltration supplémentaire et un ralentissement du ruissellement, qui conduit à un abattement supérieur à 10 mm (quantité d'eau stockée) entre les lames ruisselées sur la parcelle témoin et la parcelle aménagée.

La relation obtenue pour des valeurs intermédiaires de ΣPa est :

$$LR = \exp(-2,75) \cdot (Pu - 10)^{1,45}, \text{ avec les mêmes limites de validité pour la pluie utile.}$$

L'efficacité des cordons pierreux à augmenter l'infiltration est manifeste.



Etant donné que peu de valeurs étaient disponibles pour les situations "extrêmes" de l'état de surface (ΣPa inférieures à 100 mm et supérieures à 200 mm), la prise en compte de l'évolution de la croûte de surface n'a pas été évidente, en particulier en présence de l'impluvium.

Effectivement, la présence de l'impluvium entraîne l'existence d'une inconnue supplémentaire que sont les apports provenant de l'amont. La comparaison entre les parcelles témoin et aménagée n'est pas aisée, puisque l'impluvium en amont de ces deux parcelles cultivées n'est pas identique, car il présente dans sa partie supérieure une bande sableuse.

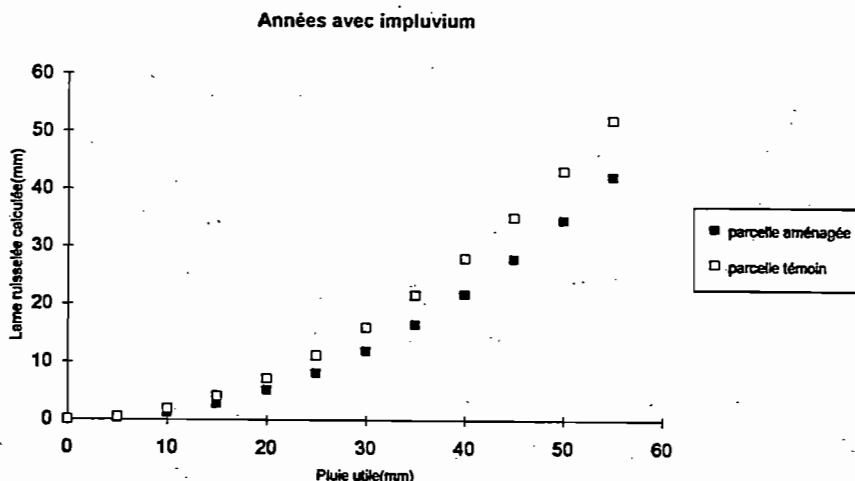
Sur la parcelle témoin, les effets conjugués de l'impluvium et de la bande sableuse s'annulent globalement pour des pluies inférieures à 40 mm. Pour des pluies plus élevées, le ruissellement est légèrement supérieur sur la parcelle témoin qui est en présence d'impluvium. La relation trouvée, pour des situations intermédiaires pour l'encroûtement, est :

$$LR = \exp(-3,84) \cdot Pu^{1,94}, \text{ valable pour } Pu < 50\text{mm}$$

En présence de l'impluvium, il n'a pas été possible de tenir compte de façon explicite de l'état d'encroûtement du sol.

Pour la parcelle aménagée, on constate que, sans l'impluvium, le ruissellement est nettement plus faible que sur la parcelle témoin. L'apport supplémentaire au niveau du ruissellement, suite à l'existence de l'impluvium, est, sur la parcelle aménagée, très sensible. L'influence de cet apport est tel que, au niveau du ruissellement, la différence entre la parcelle aménagée et la parcelle témoin, nettement observable en l'absence de l'impluvium (voir figure 42), l'est beaucoup moins en présence de l'impluvium (voir figure 48). La lame ruisselée, toujours pour $100\text{mm} < \Sigma Pa < 200\text{mm}$, s'exprime comme :

$$LR = \exp(-4,60) \cdot Pu^{2,08}, \text{ valable pour } Pu < 60\text{mm}$$



Malheureusement, les relations obtenues sont difficilement transposables sur d'autres champs. En effet, il faudrait, pour chaque parcelle cultivée, déterminer la lame ruisselée comme étant la résultante :

- d'un terme lié uniquement à la parcelle cultivée : on pourra alors utiliser les relations obtenues en simulation de pluies pour tenir compte des caractéristiques de la parcelle en question. Ces relations permettront éventuellement de donner une fourchette de valeurs pour cette partie de la lame ruisselée, en faisant intervenir les valeurs extrêmes que peuvent avoir les différents paramètres de la simulation de pluie (pluie d'imbibition, coefficient partiel de ruissellement, intensité de pluie limite du ruissellement, coefficient A de la relation entre la lame ruisselée et la pluie utile...).
- d'un terme qui traduit exclusivement l'influence de l'impluvium, en faisant appel à ses caractéristiques propres (imperméable, présentant ou non une partie moins imperméable comme une bande sableuse enherbée, etc...)

En procédant ainsi, il sera probablement plus facile de faire intervenir l'évolution de l'état de surface du sol, et cela qu'il y ait ou non un impluvium.

Cette approche, qui n'est déjà pas facile à mettre en oeuvre, s'est avérée encore plus délicate dans le cas de notre étude. La différence entre l'impluvium situé en amont de la parcelle témoin et celui en amont de la parcelle aménagée rend toute comparaison inutile. Il faudrait refaire des mesures selon un processus expérimental durant lequel l'impluvium est le même pour les parcelles témoin et aménagée.

Néanmoins, on peut essayer de déterminer l'apport supplémentaire en provenance de l'amont. La modélisation globale a permis, à partir de l'entrée qu'est la pluie, d'obtenir la sortie "globale" qu'est la lame ruisselée. Il serait intéressant d'avoir une idée sur la répartition, aussi bien dans le temps que dans l'espace, de cette réponse, afin d'avoir la réponse, non plus globale du système, mais discrétisée, pour tenter d'approcher de plus près le fonctionnement d'amont en aval de la parcelle cultivée. C'est cette démarche qui fera l'objet de la suite de l'étude.

3 Modélisation du ruissellement le long du versant

La modélisation globale qui vient d'être effectuée constitue une première approche de la compréhension du ruissellement. Dans cette approche, on considère les parcelles comme une seule grande parcelle, isolée des influences extérieures. Or, la parcelle peut recevoir, en provenance de l'amont de fortes quantités d'eau sur de courts intervalles de temps, et cette eau peut transiter rapidement à la surface du sol.

ESTEVE'S et LAMACHERE (1994) rappellent en effet que l'écoulement superficiel peut présenter, à l'échelle du versant, plusieurs formes possibles, selon la pente et la rugosité du terrain. Il est :

- en nappe, lorsque la pente est faible ;
- diffus, en filets ou en rigoles instables plus ou moins anastomosés, lorsque la pente est un peu plus forte ;
- un réseau stable de rigoles ou de ravines, plus ou moins hiérarchisé, lorsque la pente devient assez forte.

Sur un même versant, ces trois formes d'écoulement superficiel peuvent bien entendu coexister.

Position du problème sur les parcelles agronomiques de Bidi-Samniweogo

Le simulateur de pluies, est-il besoin de le rappeler, a permis de décrire l'aptitude au ruissellement de la surface élémentaire (parcelle SAM 3). Ce qui nous intéresse maintenant est plutôt l'évolution de l'écoulement le long des versants, entre le sommet de pente, qui ne reçoit aucun ruissellement en provenance de l'amont (et qu'on peut juger, de ce fait, bien représenté par une parcelle de 1 m²), et l'arrivée dans le réseau de drainage.

Le problème peut se résumer à une question : comment évaluer le ruissellement tout au long d'un versant homogène de pente constante (égale à 2,5 %) à partir de mesures faites sur une parcelle de 1 m² ? Du fait qu'elle est limitée par des tôles, cette parcelle ne reçoit aucun apport sous forme ruisselée. Le long d'un versant naturel, chaque mètre carré reçoit au contraire, en plus de la pluie, le ruissellement provenant de l'amont. Il faudrait donc faire intervenir cet apport supplémentaire, qui se traduit par l'augmentation de la lame d'eau en surface, dans l'interprétation des résultats obtenus sur la parcelle de 1 m².

Pour cela, un modèle proposé par BADER (1990) sera utilisé.

3.1 Le modèle du déversoir percé de BADER

3.1.1 Présentation du modèle

Avant la présentation même du modèle, des hypothèses sont faites pour l'extrapolation des mesures ponctuelles à l'échelle d'un versant homogène et pour une même averse :

- la surface topographique de la parcelle reste constante : l'érosion est donc supposée négligeable
- l'épaisseur d'eau en surface est non nulle sur une majeure partie de la surface de la parcelle
- si l'intensité de pluie reste constante, l'intensité de ruissellement atteint au bout d'un certain temps une limite constante dépendant de l'intensité de pluie
- les paramètres décrivant l'aptitude à l'infiltration du sol ne sont fonction que de l'état d'humectation de la parcelle au début de l'averse, et restent constants pendant toute la durée de l'averse.

Le modèle BADER assimile le comportement d'une surface élémentaire à celui d'une cuve en forme de parallélépipède rectangle, dont le fond est percé d'un orifice, et dont le haut d'un des côtés est échancré de façon à former un déversoir (figure 51).

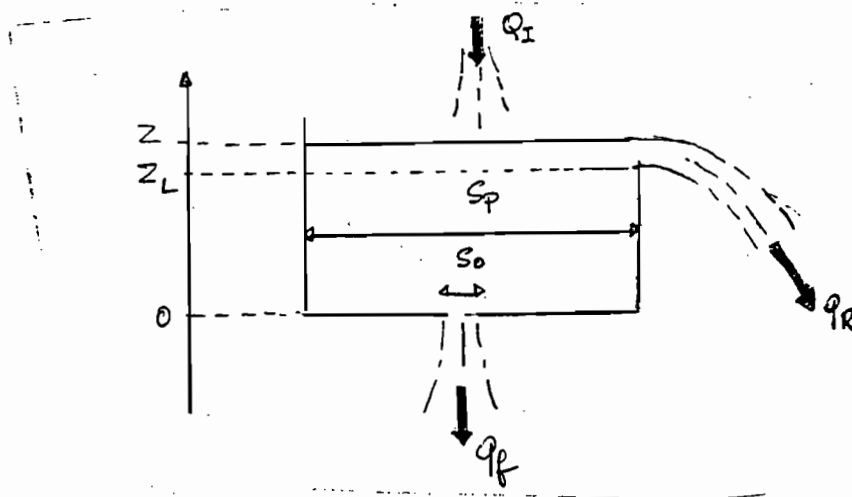


Figure 51 : Schéma du déversoir percé

avec :

- Z : axe des cotes dirigé vers le haut, dont l'origine se situe au niveau du fond de la cuve
- Z_L : cote du seuil de déversoir
- S_p : section de la cuve, égale à la surface de la parcelle à modéliser
- S_o : section de l'orifice du fond de la cuve
- Q_I : débit déversé dans la cuve (égal au produit entre la section de la cuve et l'intensité de la pluie)
- q_R : débit sortant de la cuve par le déversoir
- q_f : débit sortant de la cuve par l'orifice du fond

En assimilant q_R au débit ruisselé, Q_I au débit de la pluie, et q_f au débit infiltré, l'analogie avec la parcelle est évidente. Le fond de la cuve correspond à la surface du sol, et l'eau dans la cuve représente l'épaisseur moyenne de la lame d'eau à la surface de la parcelle.

3.1.2 Equations décrivant le fonctionnement hydraulique du modèle

BADER a appliqué les équations de l'hydraulique sur le modèle retenu, en faisant un maximum d'hypothèses simplificatrices, et sans trop se soucier des limites d'application de ces formules, contraction de veines, coefficients correcteurs, etc...

Les mesures qui permettent de caler les paramètres du modèle sont faites en simulation de pluies, sur des parcelles de dimension 1m x 1m.

Le profil d'échancrure du déversoir réalise une loi $q_R(Z)$:

$$q_R = (Z - Z_L)^{N/2}, \text{ pour } Z \geq Z_L, \text{ avec : } q_R(\text{m}^3/\text{s}) \text{ et } Z(\text{m})$$

Le paramètre N est interprété par BADER comme un indice du profil d'échancrure moyen, dans un plan vertical, de l'ensemble des microseuils contrôlant le ruissellement à la surface de la parcelle. La valeur de N correspond aux profils d'échancrure suivants :

N = 3 : déversoir rectangulaire classique

N = 4 : déversoir parabolique

N = 5 : déversoir triangulaire.

Z_L , quant à lui, peut être représenté comme un indice du volume des dépressions qu'il est nécessaire de remplir avant que ne se produise un ruissellement sur la parcelle.

En supposant que la pression de l'air est la même au-dessus de la surface libre et au niveau de l'orifice de fuite, l'application du théorème de Bernoulli entre ces deux points (en supposant la vitesse nulle à la surface libre), nous permet d'évaluer la vitesse moyenne à travers l'orifice par $2gZ$, ce qui conduit à :

$$q_f = S_o \cdot \sqrt{2gZ}, \text{ avec : } q_f(\text{m}^3/\text{s}), S(\text{m}^2) \text{ et } Z(\text{m})$$

La conservation des volumes permet d'écrire :

$$Q_i = q_R + q_f + S_p \cdot \frac{dZ}{dt}$$

L'analyse des mesures de terrain a permis à BADER de tracer les courbes $Q_{f,i}(Q_R)$ reliant, pour chaque averse simulée i, le débit infiltré et le débit ruisselé. Une courbe fictive $Q_{f,o}(Q_R)$ correspondant à la moyenne des courbes $Q_{f,i}(Q_R)$ en a été déduite. Pour chaque averse i, il existe une constante k_i telle que :

$$Q_{f,i}(Q_R) \approx k_i Q_{f,o}(Q_R), \text{ et cela } \forall Q_R$$

Pour une parcelle donnée, les courbes $Q_f(Q_R)$ relatives aux différentes averses sont toutes homothétiques. De plus, on peut faire coïncider de façon satisfaisante la fonction $Q_{f,o}(Q_R)$ avec une fonction du type :

$$Q_{f,o} = C_1 \cdot \sqrt{Q_R^{C_2} + C_3}$$

Par rapport aux équations précédemment définies, concernant la description hydraulique du modèle, l'analogie entre le déversoir et la parcelle donne :

$$\begin{cases} S_o = 2gZ = k_1 \cdot C_1 \\ 2/N = C_2 \\ Z_L = C_3 \end{cases}$$

Pour une parcelle donnée, N et Z_L doivent être considérés comme constants et caractéristiques de la parcelle, et S_o doit être, pour chaque averse, considéré comme une constante caractéristique de l'aptitude à l'infiltration du sol au début de l'averse.

3.2 Utilisation du modèle

BADER propose, pour une parcelle de largeur 1m et de longueur l , de décomposer cette parcelle en des tronçons de 1m de long. La discrétisation du calcul, qui s'effectue aussi bien dans le temps que dans l'espace, se fait selon le schéma suivant :

$t = t_0 = 0 \Rightarrow Z_j(t) = 0 \forall j$ (j , variant de 1 à l , est le numéro du tronçon)

$\forall t, \forall j :$

$$\{ Z_j(t) < Z_L \Rightarrow q_{R,j}(t + \delta t) = 0$$

$$\{ Z_j(t) \geq Z_L \Rightarrow q_{R,j}(t + \delta t) = (Z_j(t) - Z_L)^{N/2}$$

$$\{ q_{f,j}(t + \delta t) = S_j \cdot \sqrt{2gZ_j(t)}$$

$$\{ Z_j(t + \delta t) = \text{Max} [0, Z_j(t) + \{ Q_i(t + \delta t) + q_{R,j-1}(t + \delta t) - q_{R,j}(t + \delta t) - q_{f,j}(t + \delta t) \} \cdot \delta t]$$

avec, de plus, pour tout j variant de 1 à n , la surface de l'orifice du déversoir S_j s'exprimant sous la forme $S_j = K_1 \cdot IK_j + K_2$.

Le paramètre K_2 représente la surface maximale du trou au fond du déversoir percé. Il correspond au cas du sol complètement sec, pour lequel l'aptitude à l'infiltration est maximale. Quant à K_1 , il traduit la vitesse de diminution du trou au fond du déversoir en fonction de IK . Cet IK est différent de celui qui est habituellement utilisé, puisque, au lieu de faire intervenir la hauteur de pluie, il prend en compte la quantité d'eau qui s'est infiltrée pendant l'averse. En faisant ainsi dépendre IK de la quantité infiltrée, qui varie de l'amont vers l'aval, le modèle de BADER fait varier par conséquent S_j de l'amont vers l'aval.

Dans notre cas, on a vu que le ruissellement, et par voie de conséquence l'infiltration, dépendent en particulier de l'état de surface du sol. Pour en tenir compte, d'une part, et pour pouvoir utiliser d'autre part le modèle proposé par BADER à partir des données de simulation de pluie collectées à proximité des parcelles agronomiques de Bidi, l'expression de la surface du trou situé à la base du déversoir fera intervenir la quantité de pluie qui est tombée depuis le dernier sarclage. En procédant ainsi, la surface S_j de l'orifice à la base du déversoir est identique de l'amont vers l'aval.

3.2.1 Détermination des paramètres du modèle

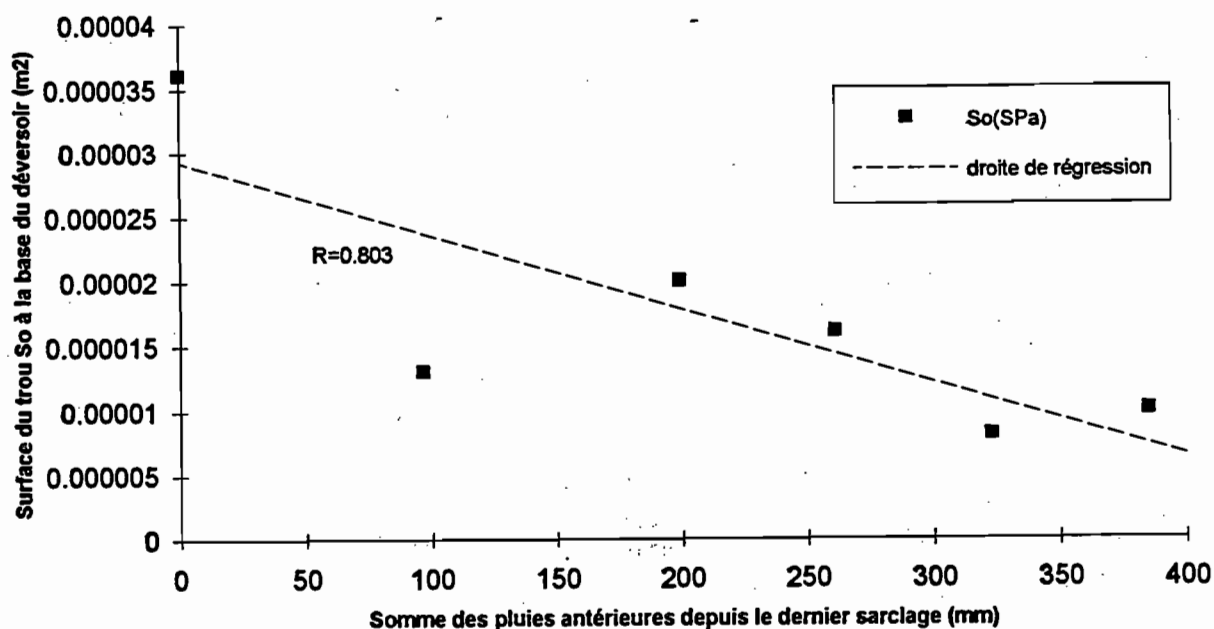
Caractérisation de l'aptitude à l'infiltration du sol

Afin de caractériser l'évolution de la surface de l'orifice du déversoir, un calcul de régression a été fait, entre :

- d'une part la somme des pluies antérieures,
- d'autre part la grandeur S_0 tirée de l'équation $S_0(i) = \sqrt{2gZ} = k_i \cdot C_i$, et cela à partir des averses simulées i .

La droite de régression ainsi trouvée, qui apparaît dans la figure 52, donne les coefficients K_2 et $|K_1|$ valant respectivement $2,93 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2$ (ou $29,3 \text{ mm}^2$), et $5,68 \cdot 10^{-8} \text{ m}$ (ou $0,0568 \text{ mm}$), et cela avec un coefficient de corrélation de 80 %.

Figure 52 : Variations de S_o en fonction de SP_a



Il est intéressant de noter que la valeur de K_2 se trouve dans la gamme de valeurs calculées par BADER sur ses parcelles, pour lesquelles la surface maximale de l'orifice du déversoir se situe entre 38 et 172 mm². Cela est probablement lié à la structure des sols en présence : à Bidi, les parcelles sont peut-être moins perméables.

Caractérisation de la parcelle

La détermination de la relation entre le débit ruisselé et le débit d'infiltration étant peu évidente, puisqu'elle est sous la forme $Q_{f,i}(Q_R)$ ki $Q_{f,0}(Q_R) = C_1 \cdot (Q_R^{C_2} + C_3)$, les paramètres C_2 et C_3 seront imposés. Par contre, le paramètre C_1 sera cherché à partir des expériences de simulation de pluies.

C_3 est égale à Z_L , la quantité d'eau qui est stockée en surface. On la prendra égale au stock d'eau superficiel qui a été calculé en simulation de pluies, soit $3 \cdot 10^{-3}$ m. C_2 sera pris égal à 0,4, ce qui correspond à un déversoir dont le profil d'échancrure est triangulaire¹¹.

On peut alors calculer $Q_{f,0}/C_1 = \sqrt{Q_R^{C_2} + C_3}$ d'une part, sachant d'autre part que $Q_{f,0}$ lui-même est la moyenne des $Q_{f,i}$ observés à partir de l'expérience de simulation de pluies. Le rapport entre ces deux quantités nous donne par conséquent le paramètre C_1 , qui vaut $7,66 \cdot 10^{-5}$.

¹¹En réalité, des valeurs de C_2 correspondant à des déversoirs rectangulaire et parabolique ont été testées, mais les courbes obtenues avaient une allure moins satisfaisante que celle pour un déversoir triangulaire (voir annexe 4). Cela est probablement dû à la nature de la microtopographie de la parcelle SAM 3.

3.2.2 Application du modèle en situation sans impluvium

Parcelle témoin

L'averse du 02/08/88 a fait l'objet de l'application du modèle présenté, pour la parcelle témoin. Pour cette averse, la pluie est suffisamment forte pour avoir une lame ruisselée intéressante, et l'état de surface du sol est caractérisé par une somme des pluies antérieures inférieure à 100 mm (33 mm).

Avec le modèle du déversoir percé, on a une approche intéressante de ce qui se produit pour les débits ruisselés. En effet, l'allure des hydrogrammes de crue à l'aval de la parcelle témoin, obtenus en appliquant le modèle du déversoir percé, est proche de celle des hydrogrammes réellement observés.

C'est ce qui apparaît dans les figures suivantes, qui mettent en parallèle :

- d'une part l'hydrogramme de crue obtenu à partir des mesures à l'aval de la parcelle témoin (figure 53),
- d'autre part l'évolution des débits ruisselés en fonction du temps, pour différentes abscisses et avec différents pas de temps de calcul (figures 54 à 56).

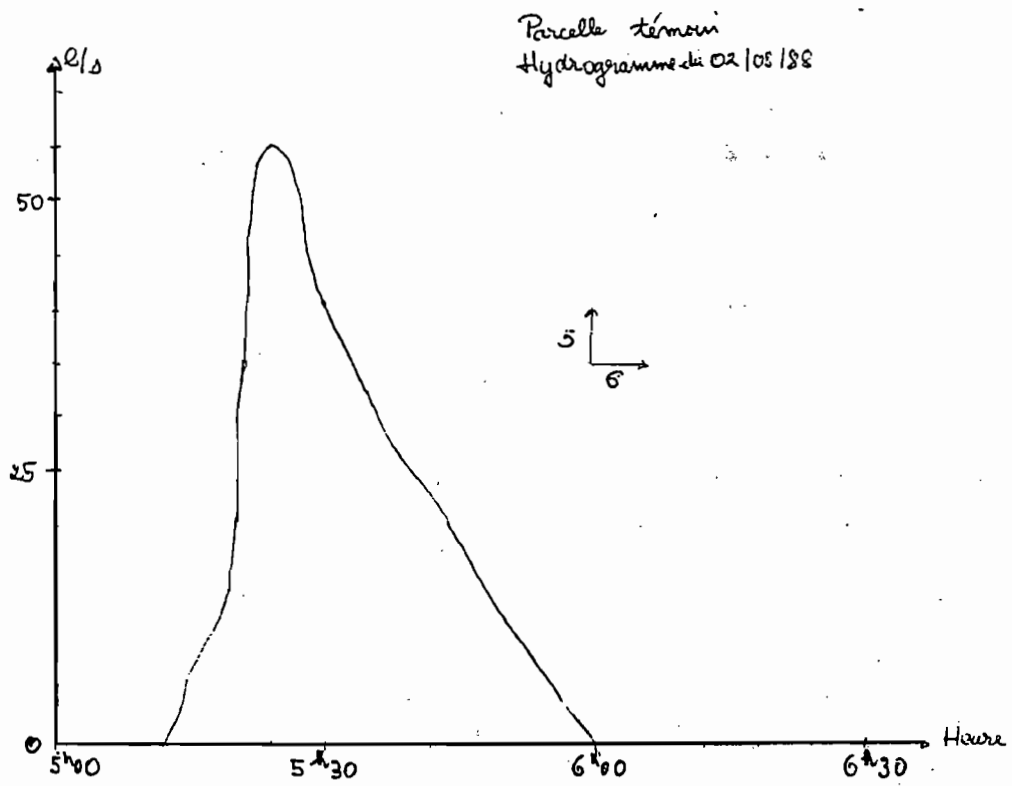


Figure 53 : Parcelle témoin : hydrogramme de crue pour l'averse du 02/08/88

Débit ruisselé à l'exutoire du déversoir. Averse du 02/08/88 (SPa=33.5mm)

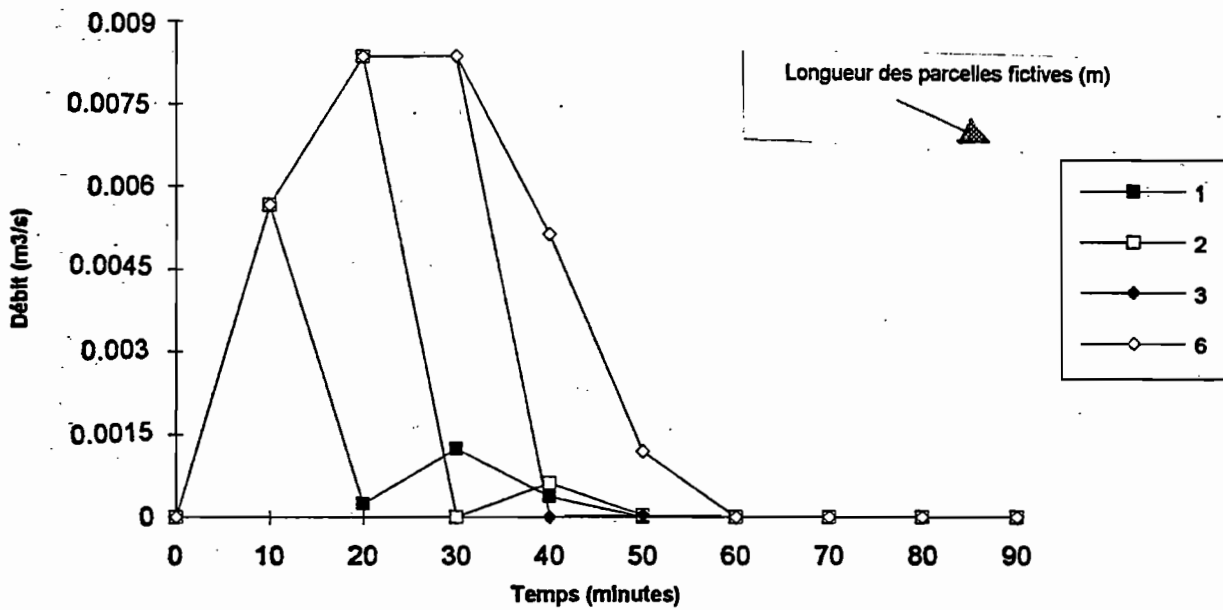


Figure 54 : Parcelle témoin : débits ruisselés en fonction du temps pour l'averse du 02/08/88 calculés avec un pas de temps de 10 minutes.

Averse du 02/08/88

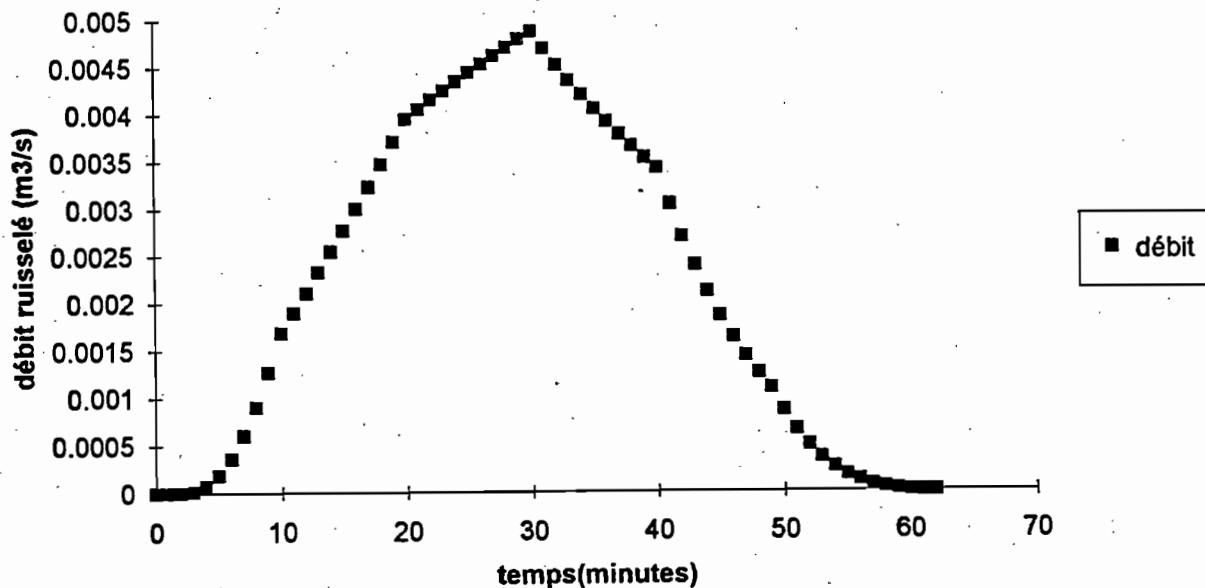


Figure 55 : Parcelle témoin : débits ruisselés en fonction du temps pour l'averse du 02/08/88 calculés avec un pas de temps valant une minute.

Averse du 02/08/89 (30secondes)

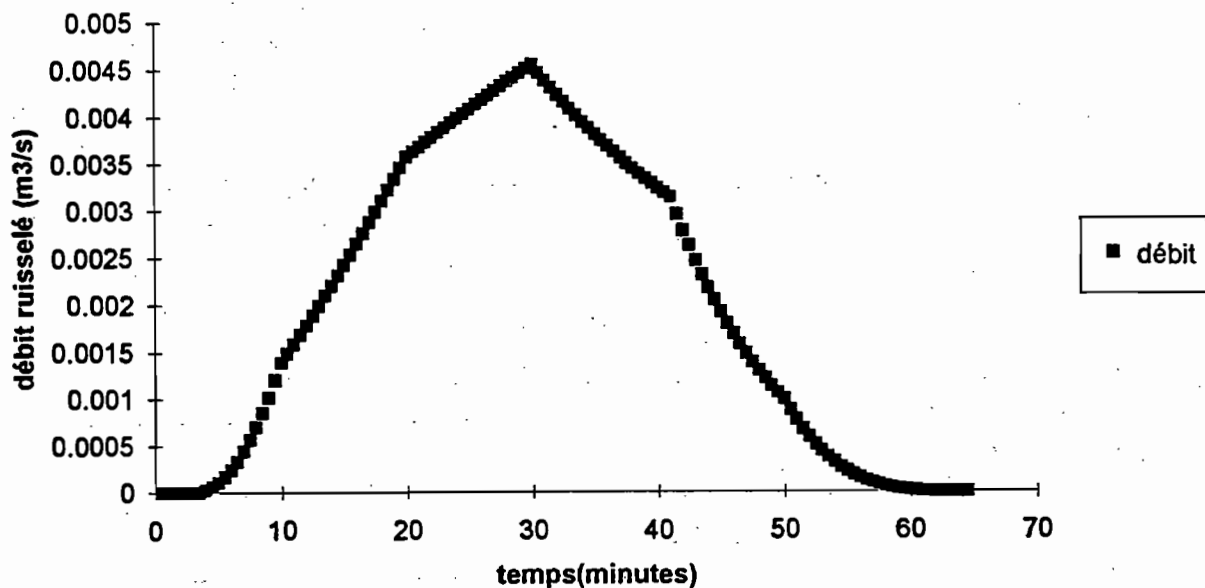


Figure 56 : Parcelle témoin : débits ruisselés en fonction du temps pour l'averse du 02/08/88 calculés avec un pas de temps de trente secondes.

Sur ces graphiques, on constate, d'une part, que le maximum obtenu pour les débits ruisselés calculés avec le modèle du déversoir, coïncide à peu près dans le temps avec le débit ruisselé mesuré maximum. Par contre, le débit ruisselé calculé s'annule un peu plus tôt que le débit ruisselé observé.

On remarque, d'autre part, que, à tout instant, le débit ruisselé au sortir du déversoir est identique en tout point situé au-delà d'une certaine abscisse (il en est de même d'ailleurs de tous les paramètres qui sont calculés à partir du modèle). Comptée à partir du sommet de la pente, ladite abscisse est croissante avec le temps avant d'atteindre une valeur limite. BADER (1990) a trouvé que cette abscisse est d'autant plus grande que le sol est plus imperméable, si bien que cette abscisse varie entre 20 m et 200 m.

La figure 53b fait d'ailleurs apparaître les évolutions du débit au sortir du déversoir pour différentes valeurs de la longueur de la parcelle fictive.

La valeur de cette "abscisse" limite varie en fonction du choix du pas de temps :

Valeur de l'"abscisse" limite	Choix du pas de temps			
	10 minutes	5 minutes	1 minutes	30 secondes
	6 m	13 m	20 m	21 m

En effet, le modèle de BADER ne fait pas intervenir de façon explicite les vitesses d'écoulement sur le versant. Or, BADER, dans son modèle, semble utiliser des pas de temps de calcul assez petits (150 secondes). Il est probable que le pas de temps adéquat dépende du temps que met la lame d'eau pour parcourir un mètre.

C'est ce que montre la comparaison entre les valeurs de cette "abscisse limite" pour des pas de temps de 10 minutes, et de 5 minutes. On pourrait effectivement dire que si en 10 minutes, l'eau ruisselée parcourt une certaine, en 5 minutes, l'eau qui ruisselle parcourt une distance deux fois plus petite. Cela expliquerait que l'on ait une "abscisse" double pour un pas de temps de 5 minutes, par rapport à un pas de temps de 10 minutes. Par conséquent, cette "abscisse" serait plutôt une "unité de temps" qu'une longueur.

Il faudrait alors faire appel à des pas de temps petits, mais supérieurs à la durée mise par une goutte d'eau pour parcourir une distance d'un mètre quand le niveau de l'eau sur la parcelle est suffisant.

On se rapproche, dans notre cas, des valeurs observées par BADER (1990) pour les sols qu'ils a étudiés. Il est probable, par conséquent, que pour un sol fortement encroûté ($\Sigma Pa > 200\text{mm}$), on obtienne une stabilisation de la valeur de cette "abscisse limite" autour de 200 m, en faisant appel à des pas de temps décroissants.

Pour l'averse du 02/08/88, on a les lames ruisselées suivantes :

Pluie (mm)	Lame ruisselée mesurée (mm)	Lame ruisselée calculée (mm)			
		10 mn	5 mn	1 mn	30s
53,7	20,8	5,2	3,6	2,9	2,6

Comme prévu, le modèle de BADER sous-estime la lame ruisselée. La sous-estimation semble d'autant plus forte le pas de calcul est faible. Cela se comprend assez facilement si l'on considère que plus le pas de temps est petit, plus on a des "pertes" pour le ruissellement, qui n'est pas supposé suivre des cheminements préférentiels. En effet, une hypothèse est que la lame d'eau est uniforme sur la parcelle. Or, ce n'est pas ce qui est observé dans la réalité.

Pour la parcelle témoin, on peut dire que la différence entre le modèle et ce qui est observé dans la réalité est lié au fait que le modèle du déversoir ne prend pas en compte l'existence de chemins préférentiels pour l'écoulement. On peut supposer qu'il existe un chenal au milieu de la parcelle qui joue le rôle d'un collecteur supplémentaire pour le ruissellement, si bien que la lame ruisselée à l'exutoire est supérieure à ce qui est obtenu uniquement à partir de la cascade des déversoirs percés.

D'après les quelques averses étudiées, ce chenal central contribue au ruissellement d'environ 75% de ce qui ruisselle au total. Il est logique de penser que la quantité d'eau supplémentaire qui ruisselle n'est pas constante, et qu'elle croît avec la lame ruisselée. En effet, plus la lame d'eau ruisselée est importante, plus le débit ruisselé est grand, plus le chenal transportant cette quantité d'eau supplémentaire se "creuse". D'où une lame ruisselée supplémentaire plus élevée.

3.3 Conclusion sur la modélisation du ruissellement le long du versant

L'avantage du modèle du déversoir percé est sa simplicité. On a en effet une cascade de déversoirs percés, dont l'échancrure a un profil bien défini. Malheureusement, cette simplicité s'accompagne d'un certain nombre d'hypothèses simplificatrices qui ne sont pas toujours vérifiées. Ainsi, le modèle de BADER a été adapté à notre situation, pour laquelle l'état de surface des sols sarclés évolue au cours de la saison.

Les pluies choisies l'ont été de façon à ce qu'elles correspondent à une condition donnée de l'état de surface. On pourrait supposer que l'état de surface du sol varie de l'amont vers l'aval de la parcelle, si bien qu'une même averse a des effets différents sur l'état de surface, en fonction de l'endroit où l'on se situe par rapport au sommet de pente. Pour ce faire, il suffirait de rechercher une loi de variation de S_j en fonction de la lame infiltrée.

Une autre question soulevée est celle du choix du pas de temps de calcul. En effet, il semble que le pas de temps dépende de la vitesse d'écoulement, qui, elle, n'apparaît pas dans les algorithmes du modèle. Néanmoins, on peut noter que, en faisant décroître le pas de temps, on arrive à une sorte de stabilisation des calculs. Pour notre cas, un pas de trente seconde semble être un pas de temps raisonnable.

Ce pas de temps n'a pu être utilisé que pour une averse, à cause de la lourdeur des calculs que cela entraîne. Cette tentative, avec des pas de temps différents, ouvre toutefois une voie qui pourra être poursuivie pour l'estimation de la lame ruisselée le long d'un versant. Il serait d'ailleurs intéressant de voir ce qui se passe en présence de l'impluvium, dont on pourra probablement estimer les apports grâce à ce modèle.

Toutefois, les résultats obtenus permettent d'approcher de façon relativement satisfaisante les ordres de grandeur des lames ruisselées sur les parcelles, sachant que le modèle sous-estime ce qui ruisselle. Le modèle de BADER ignore en effet l'existence de cheminement préférentiel d'écoulement pour la lame ruisselée. Par conséquent, il conduit à une énorme "perte" liée à l'infiltration, si bien que la majeure partie du ruissellement (70%) semble emprunter des chenaux d'écoulement. Le modèle du déversoir percé permet d'avoir une idée de l'allure de l'hydrogramme de crue, avec une plus ou moins grande précision sur le moment où le maximum de ruissellement est observable, ainsi que sur le temps de base. Il serait intéressant de vérifier si cette sous-estimation de lame ruisselée se retrouve également avec d'autres averses.

Le modèle de BADER, qui est simple dans son principe, et assez général, nécessite une meilleure prise en compte de caractéristiques telles que la vitesse d'écoulement de la lame ruisselée. On pourra alors envisager de le transposer sur d'autres sites.

CONCLUSION GENERALE

La **présentation de la région de Bidi** au Burkina Faso a montré l'irrégularité des précipitations, dans un contexte d'aridification de l'Afrique sahélienne depuis deux décennies. Cette irrégularité des précipitations nuit à l'agriculture, qui constitue une activité importante de la population. Cette agriculture allie méthode traditionnelle (sarclage en buttes) et techniques plus modernes (utilisation des cordons isohypses et labours en sec) pour améliorer ses rendements.

La présente étude se propose d'analyser les effets sur le ruissellement d'une pratique culturale (sarclage en butte) et d'une technique de lutte anti-érosive (cordons pierreux) sur des parcelles agronomiques. L'analyse et la modélisation hydrologique sont faites à l'échelle du mètre carré, d'une part, et à l'échelle des parcelles agronomiques, d'autre part.

A l'échelle de la parcelle élémentaire

L'utilisation du **mini-simulateur de pluies** a permis d'étudier l'influence du sarclage à l'échelle de la parcelle élémentaire.

Le rôle principal du sarclage est d'éliminer les mauvaises herbes, mais il a pour effet secondaire de transformer l'état de surface du sol en facilitant l'infiltration.

Des relations ont été établies à partir des observations sous pluies simulées, entre d'une part la lame ruisselée et la pluie utile ($LR = A.(P_u - P_i)$), d'autre part entre le flux ruisselé et l'intensité pluviométrique ($R_x = a.(I - I_l)$). La pluie utile est la quantité de pluie qui correspond aux intensités de pluie supérieures à l'intensité de pluie limite de ruissellement I_l . Ces relations montrent l'importance de l'état de surface, et plus particulièrement le rôle de la somme des pluies antérieures tombées depuis le dernier sarclage comme paramètre explicatif du ruissellement.

Une analyse plus précise des données recueillies, en saison sèche sur un sol initialement très sec et en saison des pluies sur un sol initialement humecté, montre que l'humectation du sol intervient comme facteur secondaire dans l'estimation des paramètres de ces relations. Une différence très nette semble s'établir dans le comportement du sol en saison des pluies et en saison sèche. Le palier de $a = R_x / (I - I_l)$ (valant 0,85) est atteint à partir d'une ΣPa de 200 mm en saison humide, mais seulement à 350 mm en saison sèche. De plus, en saison sèche, l'intensité de pluie limite de ruissellement (I_l) varie, en fonction de l'état de l'humectation du sol, de 50 mm/h à 10 mm/h, et, en saison des pluies, le même paramètre varie de 30 mm/h à 5 mm/h.

On s'aperçoit en effet que, dès que la somme des pluies tombées depuis le dernier sarclage atteint les 100 mm, il se forme une pellicule de battance sur les buttes, et une croûte dans les dépressions (LAMACHERE, 1991). A un total pluviométrique de 200 mm, la formation d'une croûte de surface limite considérablement l'infiltration : le sarclage n'a plus aucun effet.

L'étude de la **vitesse d'infiltration superficielle** sur les parcelles soumises à des pluies simulées a permis de confirmer l'importance du phénomène d'encroûtement.

D'une averse à l'autre, les courbes de décroissance des vitesses d'infiltration se décalent avec des valeurs de plus en plus faibles de la vitesse d'infiltration. Ce décalage est particulièrement net pour les expériences consécutives réalisées en saison des pluies. Avec les expériences

réalisées en saison sèche, la vitesse d'infiltration n'est pas stabilisée en fin d'averse, et certaines estimations paraissent incohérentes.

La modélisation simplifiée du bilan hydrique du sol sur une profondeur de 50 cm a mis en évidence l'intérêt de disposer d'une bonne estimation de l'évapotranspiration réelle. La profondeur de 50 cm paraît en effet comme une approximation intéressante : la tranche 0-50 cm concerne une grande partie du dispositif racinaire, sachant en outre qu'il s'agit de la zone d'influence de l'humidimètre à neutrons (utilisé pour les mesures d'humidité). La comparaison entre les variations de l'humidité du sol sur la tranche superficielle (0 à 50 cm) et l'indice d'humectation du sol (IK avec un coefficient exponentiel négatif égal à $-0,5\text{jour}^{-1}$) montre une bonne évolution comparative pour les expériences réalisées en saison sèche.

En ce qui concerne l'évolution de l'indice d'humectation en saison des pluies, un coefficient de décroissance exponentielle égal à $-0,5$ tend à amplifier modérément les variations de l'humidité, et permet de suivre d'une manière globalement satisfaisante les variations de l'humidité superficielle sur les sols sableux fins.

Malheureusement, nous n'avons pu préciser avec toute la fiabilité souhaitée l'influence de l'humidité (ou de IK) sur l'aptitude des sols au ruissellement et à l'infiltration. Les expériences en simulation de pluie ont en effet montré une différence entre la saison sèche et la saison des pluies, différence qui se traduit en quelque sorte par un décalage de 150 mm sur l'apparition du ruissellement maximal. Malheureusement, pour les expériences réalisées en saison sèche, il manque une gamme de valeurs de l'humidité correspondant à un IK compris entre 0 et 40 mm, soit pour les faibles taux d'humidité du sol.

Il serait par conséquent intéressant de refaire des simulations de pluie, en effectuant une expérience sur un sol sec après sarclage, et en maîtrisant mieux l'état d'humectation des sols. Un nombre plus élevé d'averses simulées, avec des totaux pluviométriques moins importants par averse, semble judicieux.

De plus, pour bien mettre en évidence le rôle de l'encroûtement et son évolution, ces expériences de simulation de pluies devraient être couplées avec des mesures de tension hydrique matricielle à proximité de la surface du sol (5, 10, 20 et 30 cm de profondeur). En effet, en présence d'une croûte de surface, c'est la succion matricielle sous la croûte qui explique le débit infiltré. La résistance hydraulique de la croûte pourra alors être déduite de ces mesures du gradient de charge faites à proximité de la surface. Bien entendu, sur les champs de mil de Bidi, ce genre d'expérimentation risque de poser des problèmes d'interprétation à l'échelle du mètre carré, puisque, sur les buttes, on a une pellicule de battance, alors que c'est une croûte, plus épaisse, qui se forme dans les dépressions. Il faudra par conséquent envisager des mesures sous la pellicule de battance et sous la croûte.

A l'échelle des parcelles agronomiques

La connaissance du comportement du sol à l'échelle élémentaire permet d'avoir accès à certains paramètres caractéristiques, en particulier l'intensité de pluie limite de ruissellement, impossible à déterminer à l'échelle d'un champ. A une pluie donnée correspond une lame ruisselée, calculée à partir de la pluie utile d'après les relations établies sur la parcelle élémentaire.

Ces parcelles de 3000 m², d'une largeur de 30 m sont dites "témoin" et "aménagée". Elles présentent, dans la partie amont, un impluvium inculte imperméable qui a été supprimé en 1987. A la différence de la parcelle témoin, la parcelle aménagée présente six cordons pierreux isohypses répartis régulièrement le long de la pente. En outre, l'impluvium en amont de la parcelle témoin présente, dans sa partie supérieure, une bande sableuse qui vient perturber l'alimentation en eau de la parcelle cultivée.

Modélisation globale

Grâce à la **modélisation globale du ruissellement**, des relations ont pu être établies entre la lame ruisselée et la pluie utile, pour chacune des parcelles et chaque situation. Ainsi, pour des états de surface intermédiaires ($100 < \Sigma Pa < 200$ mm), on a :

	Sans l'impluvium	Avec l'impluvium
Parcelle témoin	$LR = \exp(-2,75) \cdot (Pu - 5)^{1,46}$ valable pour $d(LR)/d(Pu) < 0,8$	$LR = \exp(-3,84) \cdot Pu^{1,94}$ valable pour $Pu < 50$ mm
Parcelle aménagée	$LR = \exp(-2,75) \cdot (Pu - 10)^{1,45}$ valable pour $d(LR)/d(Pu) < 0,8$	$LR = \exp(-4,60) \cdot Pu^{2,08}$ valable pour $Pu < 60$ mm

Pour les autres états de surface, peu de valeurs étaient disponibles, ce qui n'a pas permis d'en tenir compte de façon systématique.

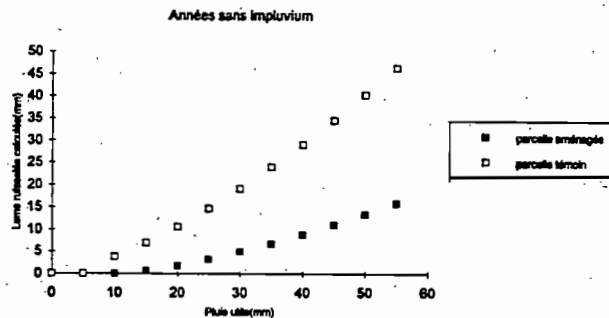
En l'absence de l'impluvium, la quantité d'eau ruisselée est inférieure au ruissellement d'une seule grande parcelle avec les mêmes caractéristiques que la microparcelle de simulation de pluie. Cela présente l'avantage de donner, pour des situations pour lesquelles $\Sigma Pa > 200$ mm, une valeur maximale de la lame ruisselée. Il est possible, en extrapolant pour les grandes valeurs de la pluie utile (supérieure à 50 mm), de supposer la lame ruisselée inférieure au ruissellement d'un bassin versant ayant les caractéristiques d'une microparcelle de simulation de pluie.

Par contre, lorsque l'impluvium est présent, on ne peut plus affirmer que la lame ruisselée calculée à partir des relations de simulation de pluie est effectivement la lame ruisselée maximale observable. Entrent en effet en jeu les apports supplémentaires liés à la présence de cet impluvium amont.

A ce titre, les relations obtenues lors de cette modélisation globale sont difficilement transposables à un autre site, puisqu'elles ne mettent pas en évidence, pour la situation avec impluvium, la part du ruissellement qui est due à la parcelle cultivée seule, d'une part, et d'autre part, la contribution au ruissellement liée à l'impluvium. Pour y parvenir, il faudrait pousser l'analyse un peu plus loin. On pourra alors comparer, sur une même parcelle, ce qui se passe, en présence ou pas de l'impluvium, avec deux événements pluviométriques identiques. Cela permettra d'en déduire l'apport lié à l'impluvium amont. On pourra envisager de mieux tenir compte de l'état de surface.

Cependant, la modélisation globale a bien montré l'efficacité des cordons pierreux. Le ruissellement est en effet beaucoup plus important sur la parcelle témoin, indiquant que l'aménagement a atteint son objectif, comme on peut le constater sur la figure suivante. Outre le stock d'eau en amont des cordons (évalué à 10 mm d'eau), on assiste, sur la parcelle

aménagée, à une infiltration plus importante liée au ralentissement du ruissellement. A titre de comparaison, pour une pluie utile de 35 mm, le coefficient utile de ruissellement (rapport entre la lame ruisselée et la pluie utile) vaut 68 % pour la parcelle témoin (sans l'impluvium), alors qu'il n'est que de 19 % sur la parcelle aménagée.



Pour la parcelle aménagée, le coefficient utile de ruissellement, toujours avec une pluie utile de 35 mm en présence de l'impluvium vaut 50 %. La différence avec le coefficient utile de ruissellement sans l'impluvium montre la nécessité de connaître les apports amont.

Modélisation le long du versant

Une approche plus physique a alors été tentée avec l'utilisation du modèle à cuve percée et déversoir de BADER, qui permet de calculer l'écoulement le long du versant, en représentant ce versant par une cascade de cuves percées à déversoirs. Chaque déversoir a un profil d'échancrure déterminé, et un seuil au-delà duquel l'eau dans le déversoir ruisselle. Parallèlement, l'existence d'un orifice à la base de la cuve donne un débit qui correspond au débit infiltré. Ce modèle fait un certain nombre d'hypothèses simplificatrices, l'une d'elles étant que le sol ne change pas son comportement au cours d'une même averse. Pour tenir compte de l'évolution de la croûte de surface, des situations fondamentalement différentes quant à la croûte de surface (ΣPa inférieure à 100 mm, puis comprise entre 100 et 200 mm, et enfin supérieure à 200 mm) ont été étudiées, et le modèle initial de BADER a été adapté. Ce modèle dérivé fait intervenir la quantité ΣPa comme paramètre jouant sur la surface de l'orifice à la base de la cuve.

En utilisant le modèle de BADER adapté aux parcelles agronomiques, on constate que, à tout instant, au cours d'une averse donnée, le débit ruisselé est identique en tous points situés au-delà d'une certaine distance par rapport au sommet de la parcelle. Comptée à partir du sommet de la pente, cette distance est croissante avec le temps avant d'atteindre une valeur limite, d'autant plus grande que le sol est plus imperméable, autrement dit que la somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage est plus grande. Pour un sol où l'encroûtement est minimal (ΣPa de 33 mm), cette distance vaut 20 m, valeur proche de celle trouvée par BADER (1990) sur des sols relativement perméables. Il est probable que, en faisant des calculs analogues pour un état de surface significativement différent ($\Sigma Pa > 200mm$), on obtienne des valeurs identiques à celles de BADER (distance de 200m).

Il semble que le choix du pas de temps dans l'utilisation du modèle du déversoir percé n'est pas indifférent. BADER (1990) a des pas de calculs de l'ordre de 150 secondes. En utilisant différents pas de temps (10 minutes, 5 minutes, 1 minute et 30 secondes), nous avons constaté une stabilisation de cette distance limite. Pour les parcelles agronomiques de Bidi-Samniweogo, un pas de temps de 30 secondes est satisfaisant.

Le modèle du déversoir percé conduit à des valeurs calculées de lame ruisselée inférieures à celles qui sont observées. La lame ruisselée calculée ne représente qu'environ le quart de la lame ruisselée totale observée.

On peut expliquer la différence par l'existence de cheminements préférentiels d'écoulement. On peut en déduire que le ruissellement emprunte des chenaux d'écoulement qui collectent une grande part (70%) de la lame ruisselée.

Une autre raison qui pourrait expliquer cette différence est que, dans notre modèle, nous n'avons pas tenu compte de l'évolution du sol de l'amont vers l'aval. L'aval du versant, plus humecté que l'amont, présente probablement une aptitude à l'infiltration qui est moindre, donc un ruissellement plus important. Pour ce faire, il est envisageable d'adapter le modèle, en cherchant une loi de variation de la surface de l'orifice à la base du déversoir, en fonction de la lame infiltrée.

Or, de même que le modèle du déversoir percé calcule le débit ruisselé au sortir du déversoir (qui donne par conséquent le ruissellement), il fournit, par le biais du débit qui sort par l'orifice à la base du déversoir, une information sur l'infiltration. Il est alors probable d'utiliser le modèle de BADER pour estimer aussi bien le ruissellement que l'infiltration le long d'un versant. L'analyse des observations d'humidité du sol réalisées de 1985 à 1989 sur les parcelles agronomiques de Bidi-Samniweogo permettrait de caler les paramètres d'infiltration le long du versant.

Pour compléter cette étude, il paraît intéressant d'appliquer le modèle de BADER en présence de l'impluvium.

Néanmoins, comme le modèle adapté de BADER n'a été utilisé que pour une seule averse, il faudrait confirmer (ou infirmer) la différence entre la lame ruisselée modélisée et la lame ruisselée observée, en l'appliquant à d'autres parcelles, et en tenant compte de l'évolution de l'état d'humectation des sols de l'amont vers l'aval en calant le modèle à partir des mesures d'humidité de Bidi-Samniweogo, ainsi que de l'existence de chenaux d'écoulement

Ainsi, le modèle du déversoir percé pourra être utilisé sur d'autres sites sur lesquels on n'a pas forcément autant de mesures de ruissellement que sur les parcelles agronomiques de Bidi, mais en possédant quelques informations sur les propriétés du sol (son aptitude à l'infiltration et au ruissellement, les catalogues des états de surface en zone sahélienne), sur la géométrie du terrain (présence d'obstacles, de cordons pierreux, de digues, de chenaux), qui pourra être traduite par une modification de la géométrie du déversoir et une organisation de ruissellement de la collecte des eaux à l'échelle du versant. Ce modèle semble en effet permettre de calculer les apports amont sur un champ cultivé. Les améliorations proposées (évolution de l'aptitude à l'infiltration du sol de l'amont vers l'aval, et existence de cheminements préférentiels) pourront être utilisées.

Toutefois, le modèle présente quelques insuffisances théoriques, comme, en particulier, la non prise en compte (de façon explicite) de la vitesse d'écoulement le long du versant et de la pente du versant dans les calculs. Cependant, le modèle de BADER paraît être une étape intéressante de la modélisation du ruissellement à l'échelle du versant.

ANNEXE 1. SIMULATION DES PLUIES

Micro-parcelle après sarclage de début août :												
DATE : 23/08/1988												
Début : 21h40												
SommePA = 210mm												
IK = 8.8mm												
Heure	dt (mn)	(dP/dt) (mm/h)	d(LR) (mm)	P (mm)	LR (mm)	Rx (mm/h)	Fn (mm/h)					
21h40												
	4	30	0	2	0							
	6	30	1,3	3	1,3							
	5	30	1,7	2,5	3	20,4	9,6					
	5	30	1,6	2,5	4,6	19,2	10,8					
	5	30	1,8	2,5	6,4	21,6	8,4					
	5	30	1,8	2,5	8,2	21,6	8,4					
	5	135	9	11,25	17,2	108	27					
	5	135	9,3	11,25	26,5	111,6	23,4					
	10	120	16,7	20	43,2	100,2	19,8					
	10	90	11,6	15	54,8	69,6	20,4					
	10	70	9,8	11,6666667	64,6	58,8	11,2					
	15	50	9,4	12,5	74	37,6	12,4					
23h10												
	85			96,6666667								
(Averse1) (S pluies)	temps	(dP/dt)	d(LR)	Pluie	P cumulée	LR	d(LR)/dt	I d'infiltration	e	I lim.	Ps.r.	S
	15	30	3	7,5	7,5	3						
	15	30	5,2	7,5	15	8,2	20,8	9,2			10,64	2,44
	10	135	18,3	22,5	37,5	26,5	109,8	25,2			29,14	2,638
	10	120	16,7	20	57,5	43,2	100,2	19,8			45,5	2,3
	10	90	11,6	15	72,5	54,8	69,6	20,4			57,59	2,79
	10	70	9,8	11,6666667	84,1666667	64,6	58,8	11,2			66,83	2,232
	15	50	9,4	12,5	96,6666667	74	37,6	12,4	0,854	-4,35	76,42	2,424
										-5,09		2,471

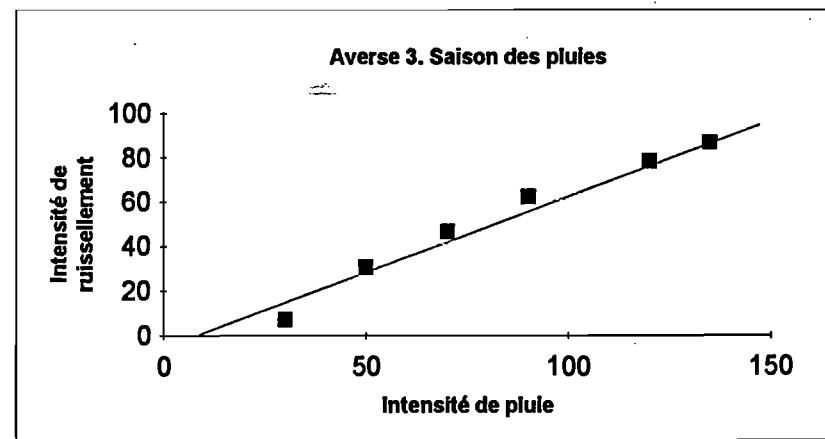
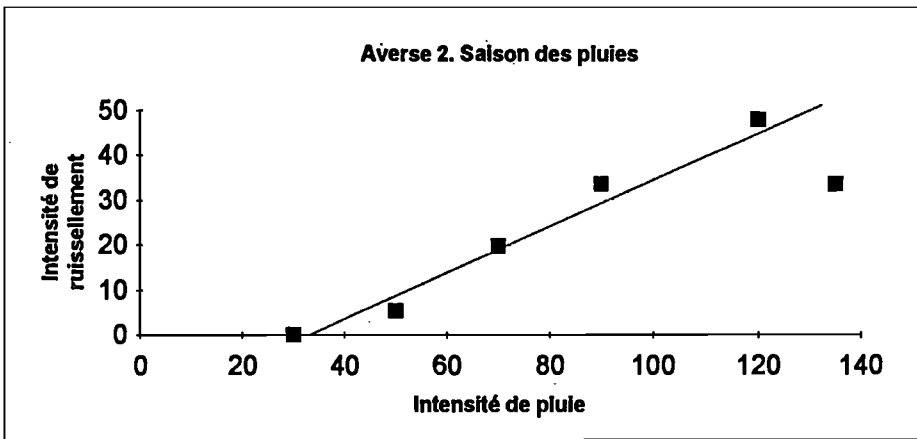
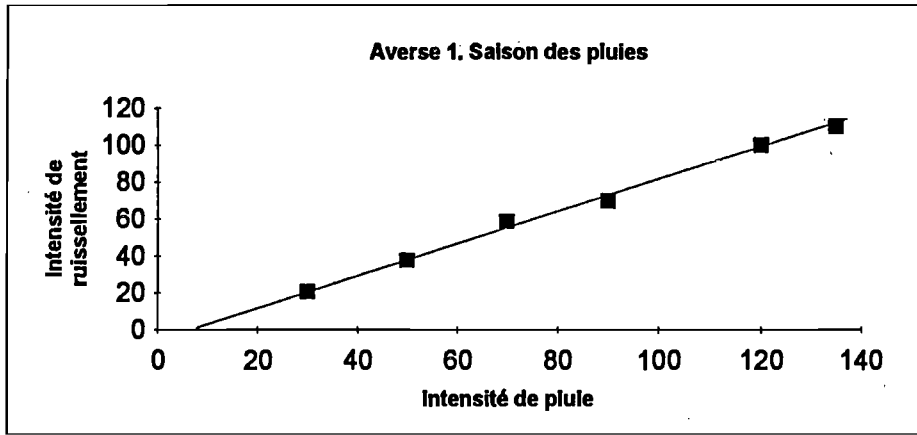
Micro-parcelle SAM3 (parcelle cultivée après 2è sarclage)												
DATE : 29/10/1988												
Début : 5h40												
SommePA = 80mm												
IK = 0mm												
Heure	dt (mn)	(dP/dt) (mm/h)	d(LR) (mm)	P (mm)	LR (mm)	Rx (mm/h)	Fn (mm/h)					
5h40	30	30	0	15	0							
	5	135	0	11,25	0							
	5	135	0,2	11,25	0,2							
	5	135	5,2	11,25	5,4	62,4						
6h25	Arrêt alimentation											
6h30	5	0	1,9	0	7,3							
6h42	Reprise alimentation											
(6h44)	Reprise de l'écoulement											
	5	135	2,9	11,25	10,2							
	10	120	10,8	20	21	64,8						
	10	90	10	15	31	60						
	10	70	7,2	11,6666667	38,2	43,2						
	15	50	6,2	12,5	44,4	24,8						
7h32			44,4	119,166667								
(Averse 1)	temps	(dP/dt)	d(LR)	Pluie	P cumulée	LR	d(LR)/dt	I d'infiltration	e	I lim.	Ps.r.	S
(S sèche)	30	30	0	15	15	0						
	15	135	5,4	33,75	48,75	5,4	21,6	113,4			28,7	23,3
	5	0	1,9	0	48,75	7,3					27,12	19,82
	5	135	2,9	11,25	60	10,2	34,8	100,2			35,44	25,24
	10	120	10,8	20	80	21	64,8	55,2			49,89	28,89
	10	90	10	15	95	31	60	30			59,93	28,93
	10	70	7,2	11,6666667	106,666667	38,2	43,2	26,8			67,04	28,84
	15	50	6,2	12,5	119,166667	44,4	24,8	25,2	0,88	-18,9	73,31	28,91
										-21,5		26,28

Micro-parcelle SAM3												
DATE : 31/10/1988												
Début : 7h35												
SommePA = 199,2 mm (le 29/10/88 à 7h30)												
IK = 43,8mm												
Heure	dt (mn)	(dP/dt) (mm/h)	d(LR) (mm)	P (mm)	LR (mm)	Rx (mm/h)	Fn (mm/h)					
7h35												
	10	40	0	6,66666667	0							
	1	120	0	2	0							
	4	120	4,8	8	4,8							
	5	120	6,2	10	11	74,4	45,6					
	10	90	8	15	19	48	42					
	10	70	6,4	11,6666667	25,4	38,4	31,6					
	10	50	4	8,33333333	29,4	24	26					
8h25												
	50			61,6666667								
(Averse 2) (S sèche)	temps	(dP/dt)	d(LR)	Pluie	P cumulée	LR	d(LR)/dt	I d'infiltration	e	I lim.	Ps.r.	S
	10	40	0	6,66666667								
	10	120	11	20	26,6666667	11	66	54			14	3
	10	90	8	15	41,6666667	19	48	42			22	3
	10	70	6,4	11,6666667	53,3333333	25,4	38,4	31,6			28	2,6
	10	50	4	8,33333333	61,6666667	29,4	24	26	0,6	-6	32	2,6
										-10		2,8

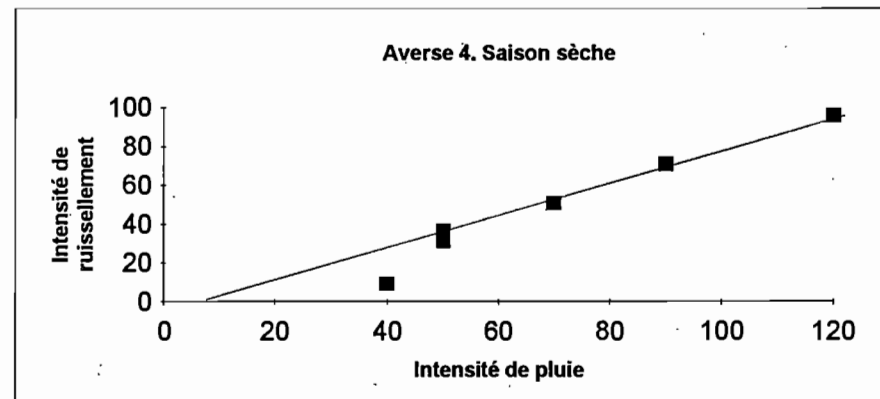
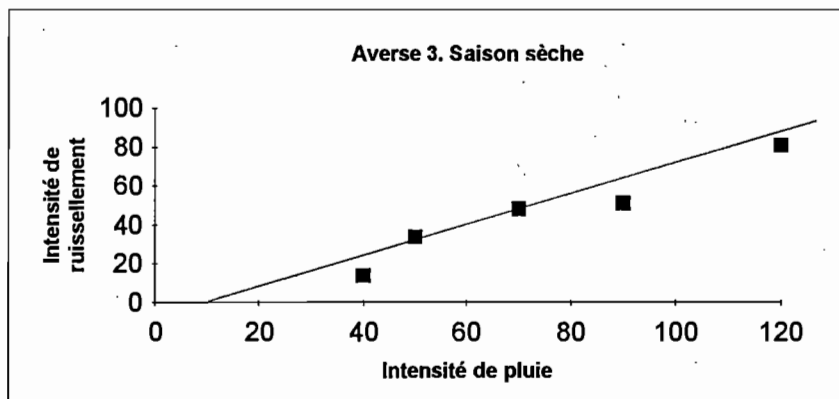
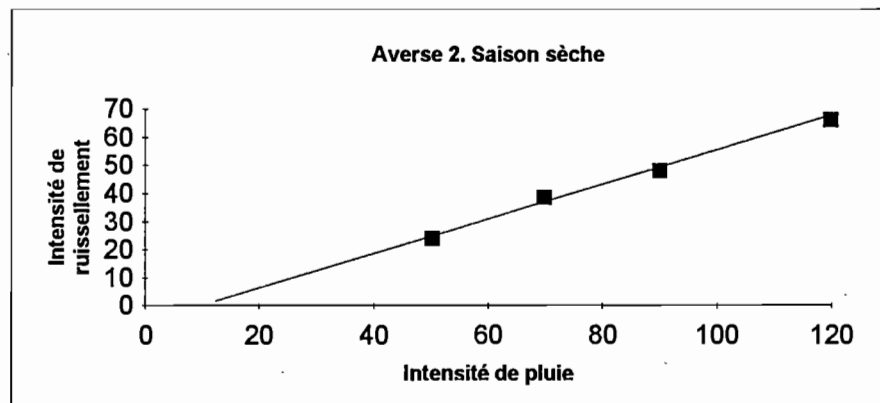
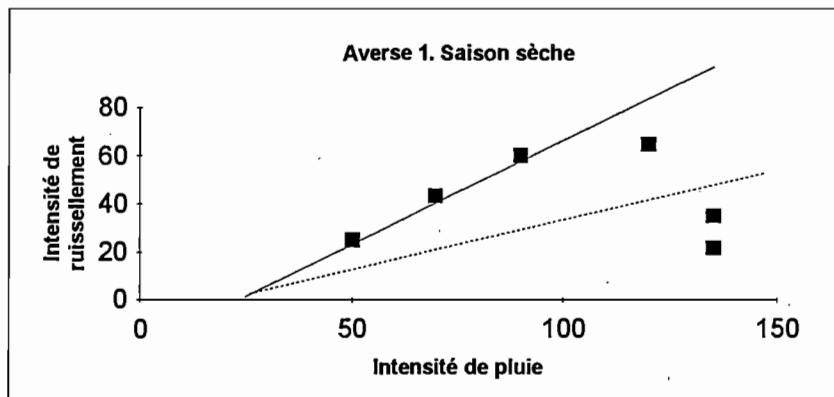
Micro-parcelle SAM3												
DATE : 01/11/1988												
Début : 20h44												
SommePA = 260,9 mm (le 31/10/88 à 8h25, pluie antérieure de 62mm)												
IK = 82,2mm												
Heure	dt (mn)	(dP/dt) (mm/h)	d(LR) (mm)	P (mm)	LR (mm)	Rx (mm/h)	Fn (mm/h)					
20h44												
	3	40	0	2	0							
	2	40	0,4	1,33333333	0,4							
	5	40	1,9	3,33333333	2,3	22,8	17,2					
	5	120	6,7	10	9	80,4	39,6					
	5	120	6,7	10	15,7	80,4	39,6					
	5	90	3,9	7,5	19,6	46,8	43,2					
	5	90	4,6	7,5	24,2	55,2	34,8					
	5	70	4	5,83333333	28,2	48	22					
	5	70	4	5,83333333	32,2	48	22					
	5	50	2,8	4,16666667	35	33,6	16,4					
	5	50	2,8	4,16666667	37,8	33,6	16,4					
21h34												
	50			61,6666667								
(Averse 3) (S sèche)	temps	(dP/dt)	d(LR)	Pluie	P cumulée	LR	d(LR)/dt	I d'infiltration	e	I lim.	Ps.r.	S
	10	40	2,3	6,66666667	6,66666667	2,3	13,8	26,2				
	10	120	13,4	20	26,6666667	15,7	80,4	39,6			16,28	0,581
	10	90	8,5	15	41,6666667	24,2	51	39			25,59	1,388
	10	70	8	11,6666667	53,3333333	32,2	48	22			32,56	0,363
	10	50	5,6	8,33333333	61,6666667	37,8	33,6	16,4	0,7	-7,13	37,21	-0,59
										-10,2		0,434

Micro-parcelle SAM3												
DATE : 04/11/1988												
Début : 11h14												
SommePA = 385 mm (le 04/11/88 , pluie antérieure de 61,7mm)												
IK = 69,5mm												
Heure	dt (mn)	(dP/dt) (mm/h)	d(LR) (mm)	P (mm)	LR (mm)	Rx (mm/h)	Fn (mm/h)					
11h14												
	3	30	0	1,5	0							
	2	30	0,4	1	0,4							
	5	30	1,4	2,5	1,8	16,8	13,2					
	5	30	1,7	2,5	3,5	20,4	9,6					
	15	30	5,4	7,5	8,9	21,6	8,4					
	5	135	7,2	11,25	16,1	86,4	48,6					
	5	135	8	11,25	24,1	96	39					
	5	120	7,8	10	31,9	93,6	26,4					
	5	120	7,6	10	39,5	91,2	28,8					
	5	90	7,3	7,5	46,8	87,6	2,4					
	5	70	4,2	5,83333333	51	50,4	19,6					
	5	70	4,2	5,83333333	55,2	50,4	19,6					
	5	50	3,1	4,16666667	58,3	37,2	12,8					
	5	50	3,8	4,16666667	62,1	45,6	4,4					
12h29												
	75			85								
(Averse 5)	temps	(dP/dt)	d(LR)	Pluie	P cumulée	LR	d(LR)/dt	I d'infiltration	e	I lim.	Ps.r.	S
(S sèche)	15	30	3,5	7,5	7,5	3,5	14	16			4,875	1,375
	15	30	5,4	7,5	15	8,9	21,6	8,4			9,75	0,85
	10	135	15,2	22,5	37,5	24,1	91,2	43,8			27,27	3,168
	10	120	15,4	20	57,5	39,5	92,4	27,6			42,75	3,249
	5	90	7,3	7,5	65	46,8	87,6	2,4			48,45	1,65
	10	70	8,4	11,6666667	76,6666667	55,2	50,4	19,6			57,14	1,936
	10	50	6,9	8,33333333	85	62,1	41,4	8,6	0,815	-4,96	63,1	1,004
										-6,08		1,89

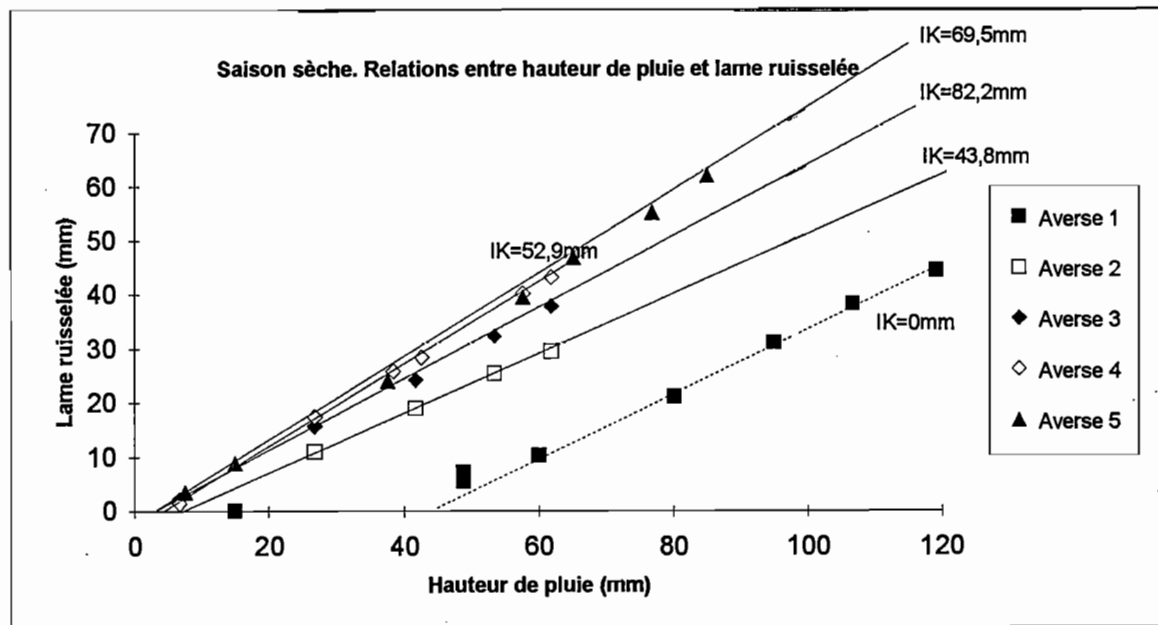
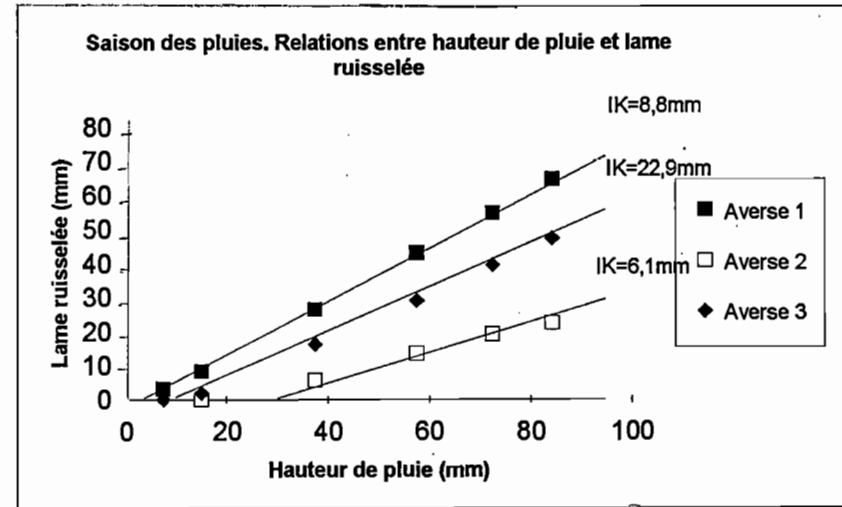
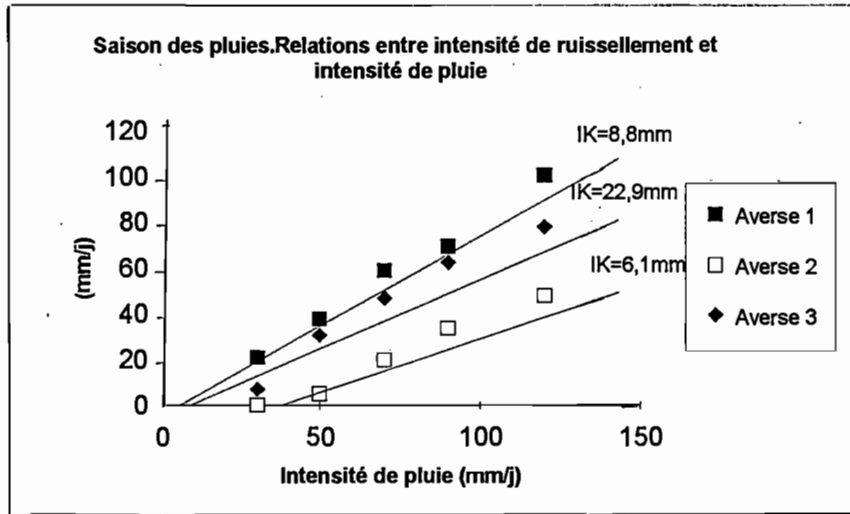
Saison des pluies



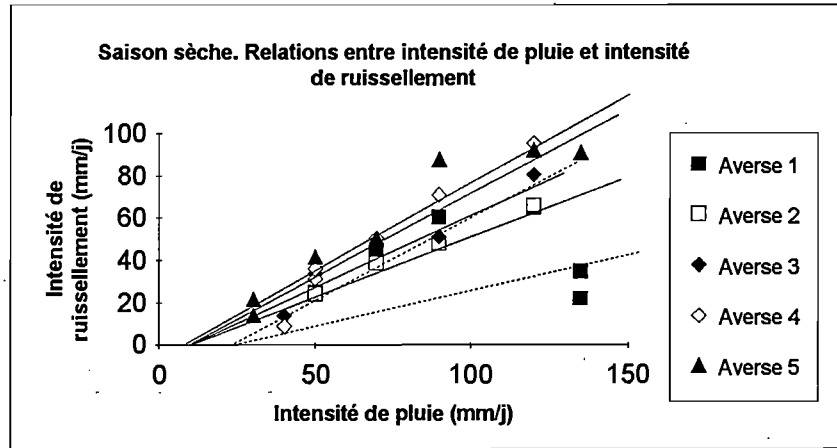
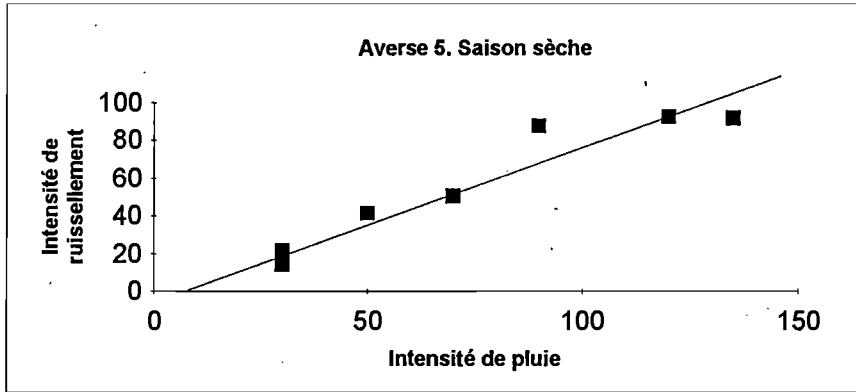
Saison sèche



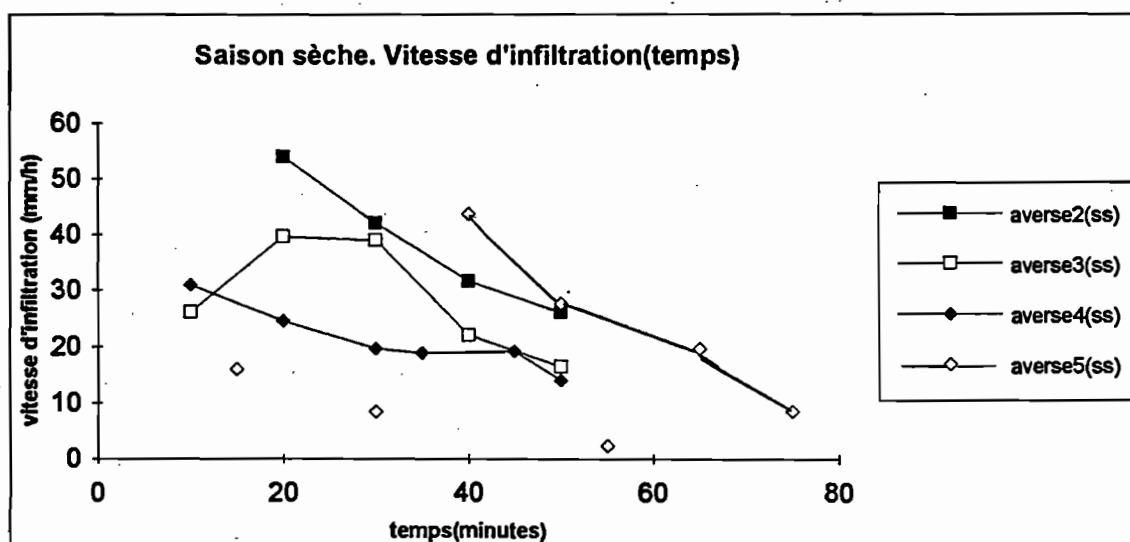
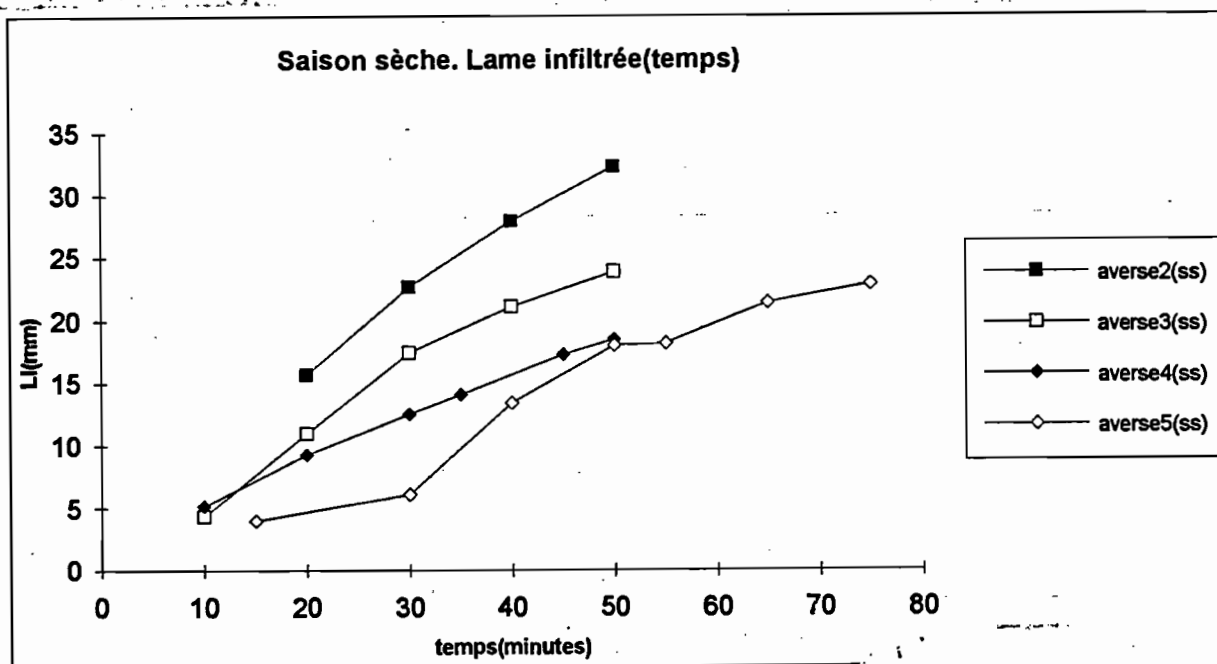
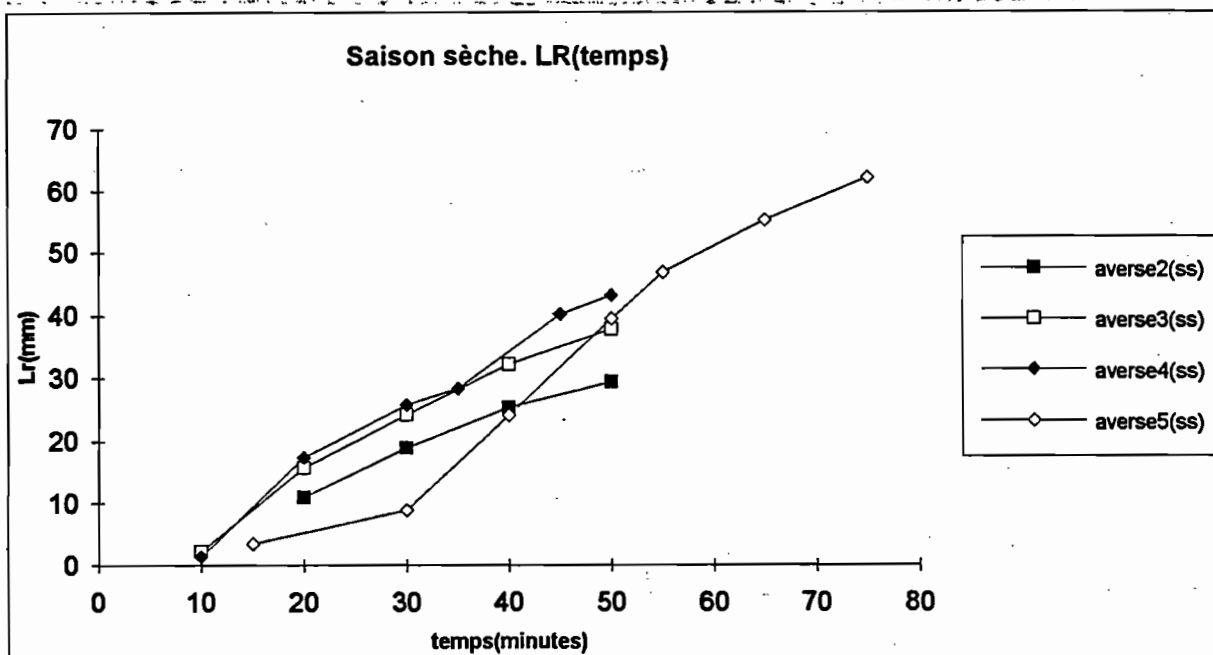
Saison des pluies



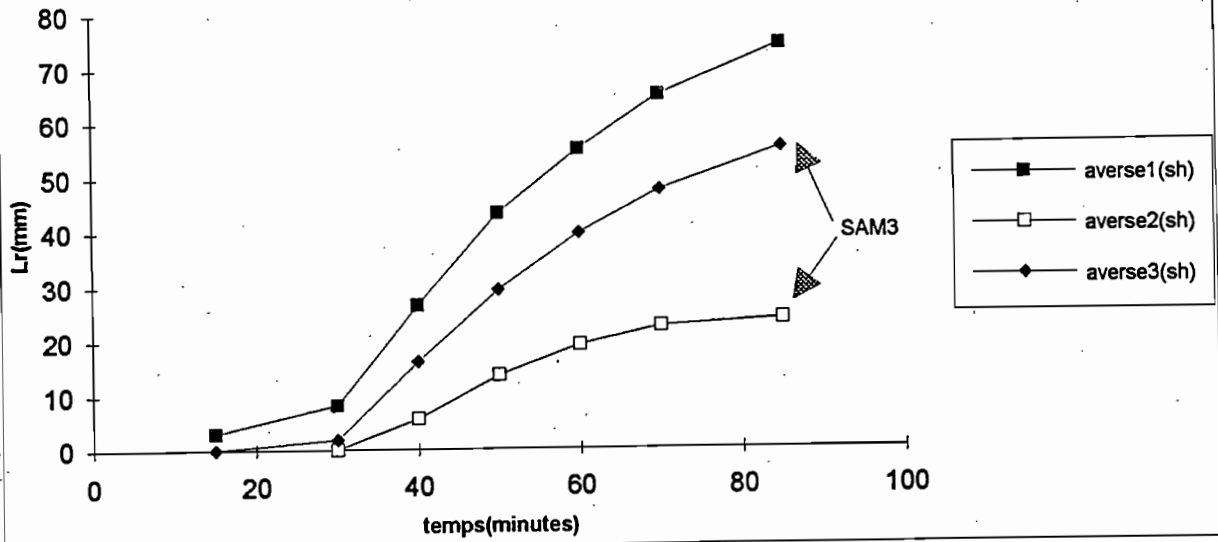
Saison sèche



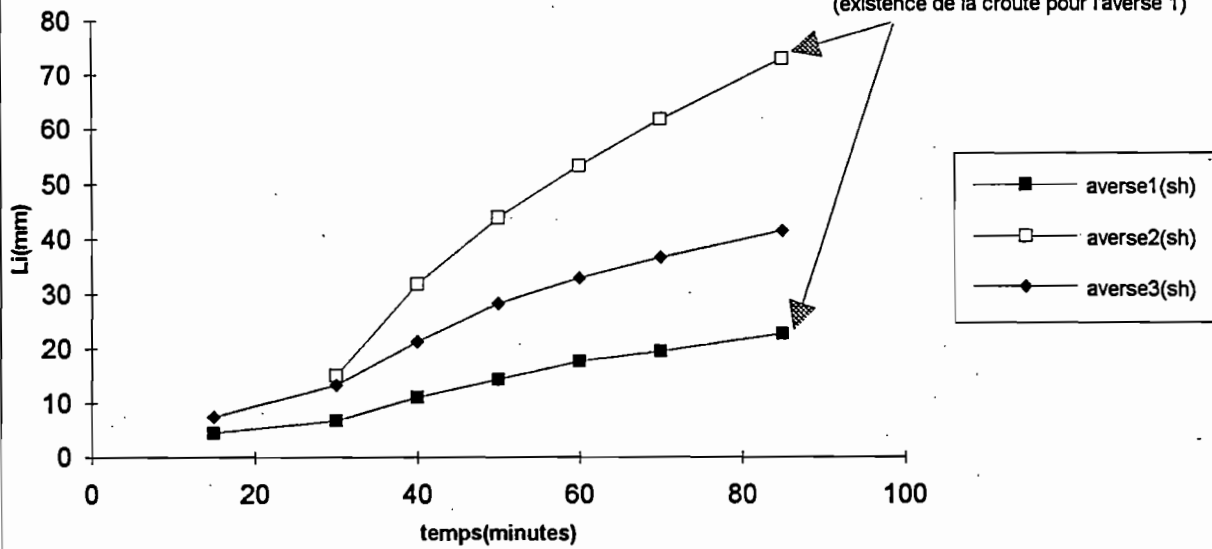
Influence de la croûte



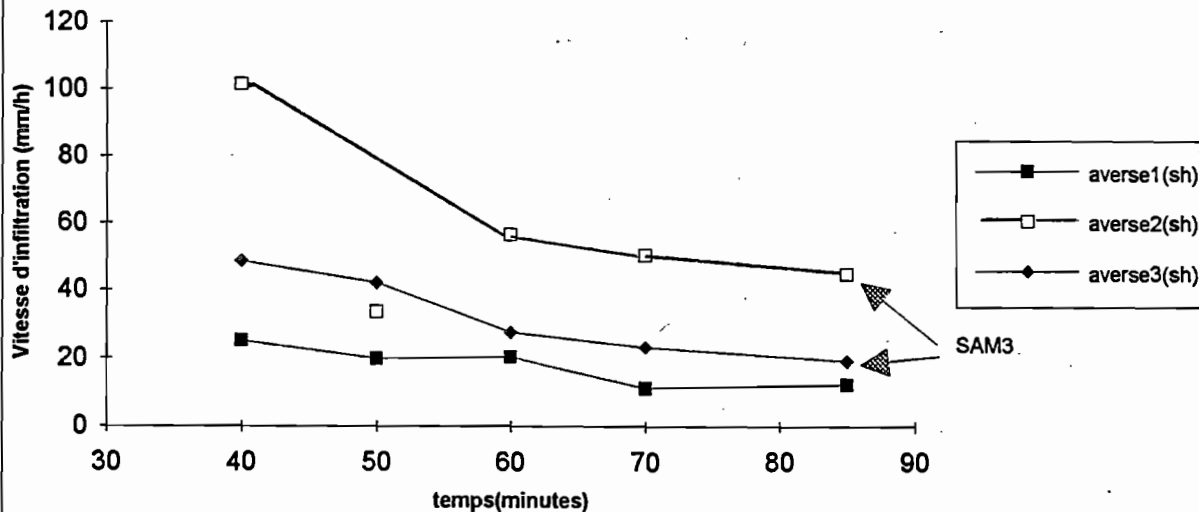
Saison humide. Lr(temps)



Saison humide. Lame infiltrée(temps)



Saison humide. Vitesse d'infiltration (temps)



ANNEXE 2. MESURES NEUTRONIQUES

ANNEXE 2.1

Principe de l'étalonnage pour l'humidimètre à neutrons (SCHMIDT, MOUTONNET, 1988)

L'humidité moyenne sur un site est estimée sur la base d'un échantillon constitué de n points de mesure. En chaque point, "nC" comptages de T secondes donnent la moyenne C*. Le comptage de référence w*, effectué dans un milieu standard, généralement l'eau, est déterminé en prenant "n.w" mesures dans un temps proche de celui d'échantillonnage.

La courbe d'étalonnage donnant la relation entre l'humidité volumique θ et le rapport r qui vaut $(C*.1000/w*)$ est de la forme :

$$\theta = a_0 + a_1 .r$$

Différentes relations étaient disponibles pour l'étalonnage, qui distinguent différents horizons (superficiel, médian et profond), et qui ont été effectuées sur différents sites (haut de pente, bas de pente).

SAM 3 serait, en fonction des informations disponibles, un site de bas de pente, et on aurait alors les valeurs suivantes pour les courbes d'étalonnage :

pour l'horizon supérieur : $0\text{cm} \leq z \leq 30\text{cm}$

$$\theta = 0,06.r + 0,0363$$

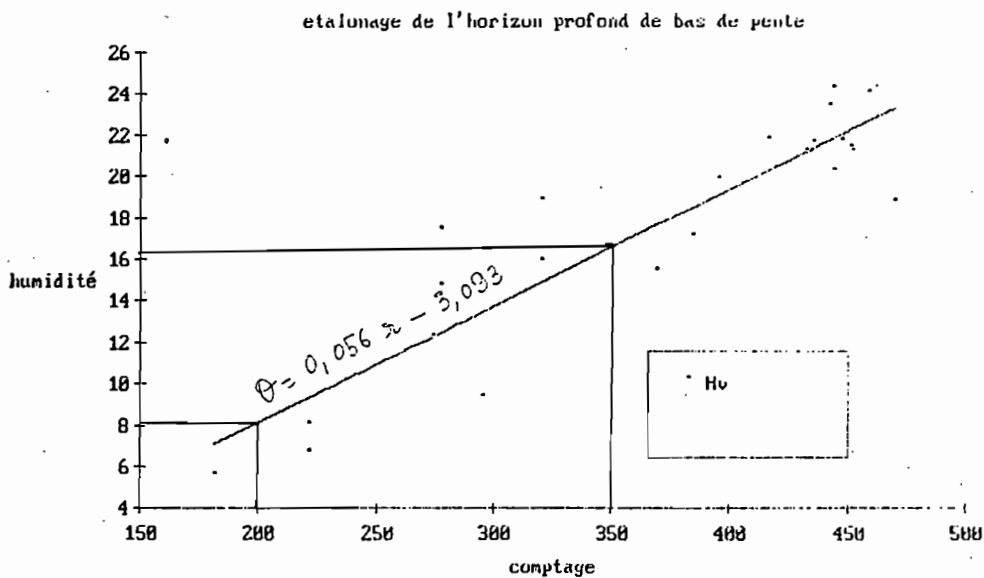
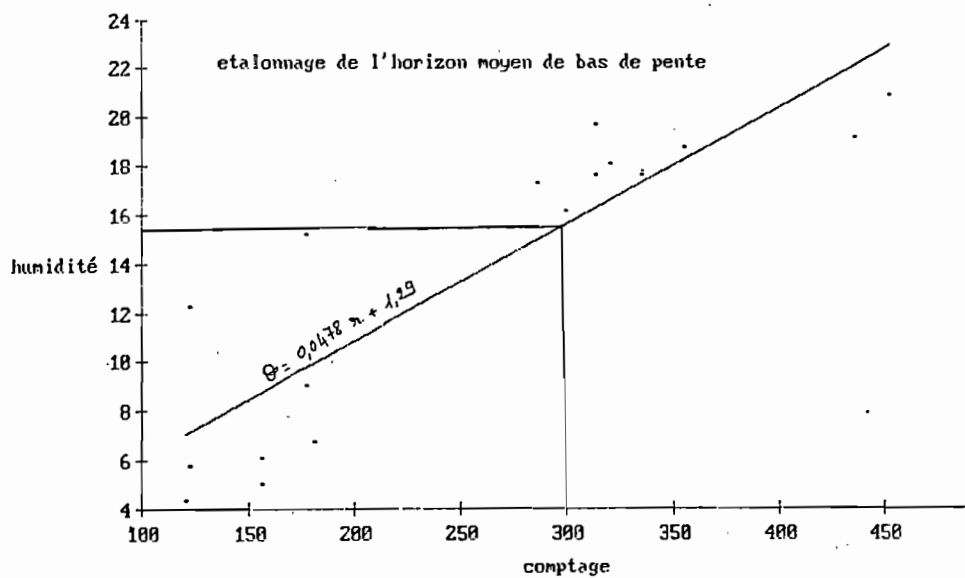
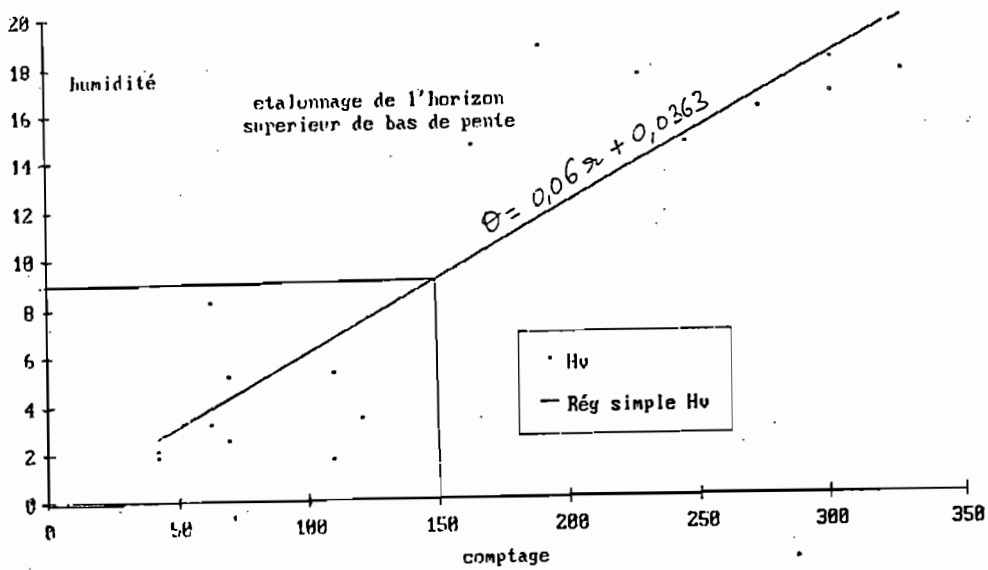
pour l'horizon médian : $50\text{cm} \leq z \leq 70\text{ cm}$

$$\theta = 0,0478.r + 1,29$$

pour l'horizon profond : $z \geq 90\text{ cm}$

$$\theta = 0,056.r - 3,093$$

Courbes d'étalonnage utilisées pour le calcul de l'humidité volumique sur la parcelle SAM 3



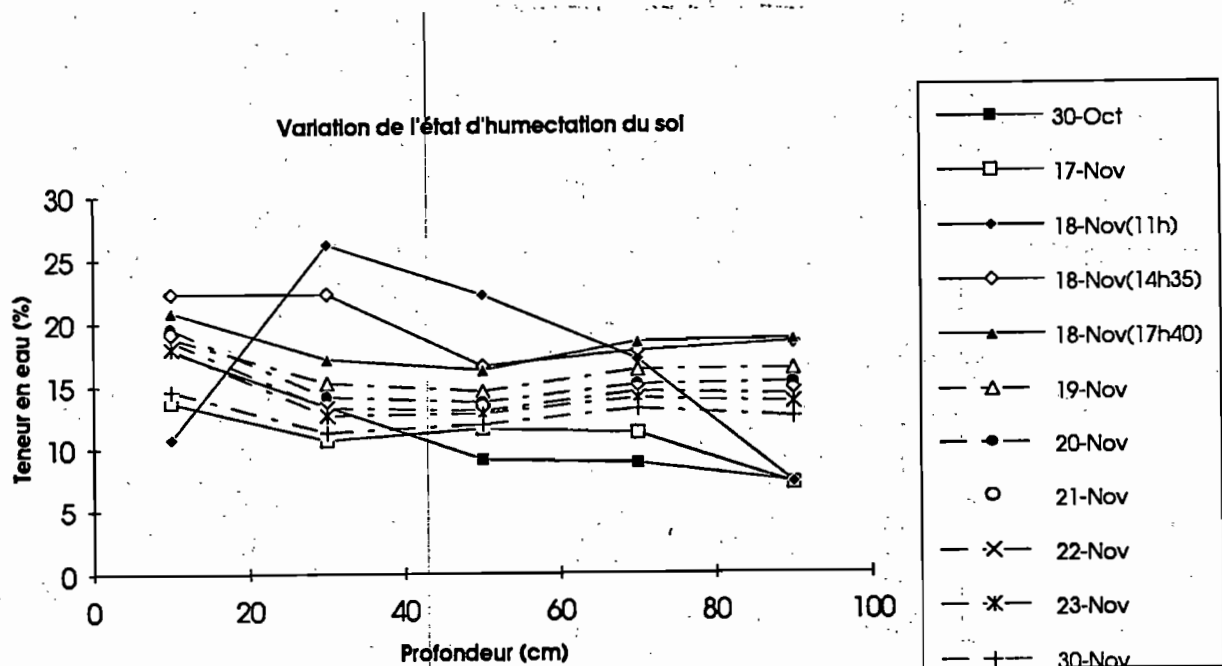
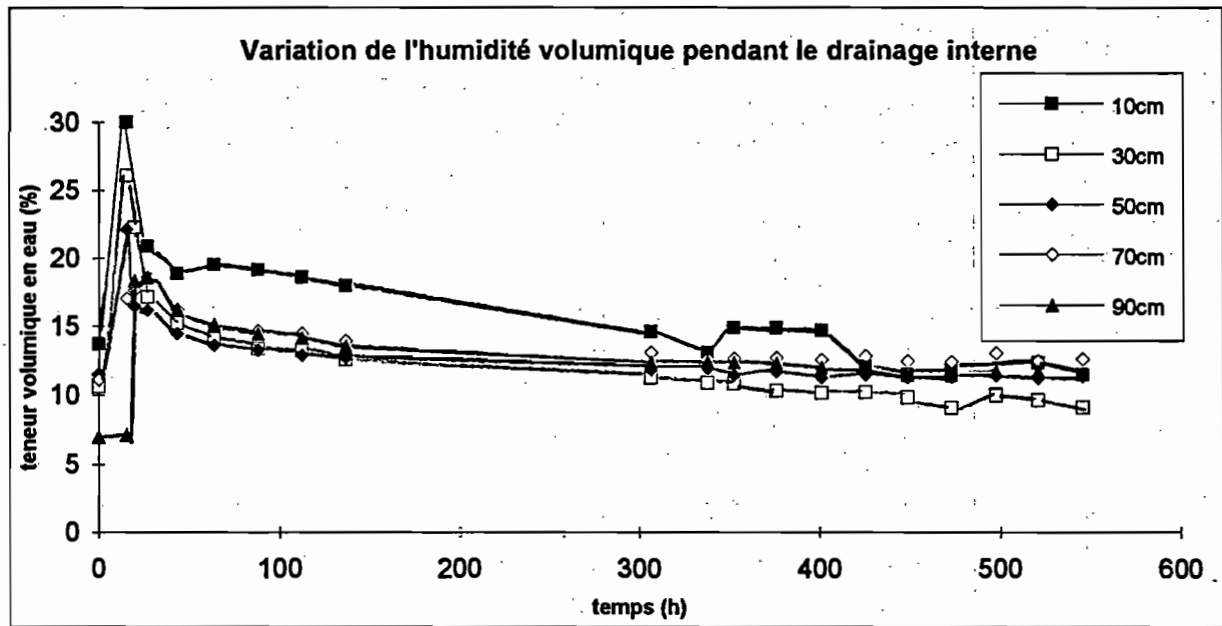
ANNEXE 2.2 Détermination de la teneur volumique en eau à certaines dates.

MESURES NEUTRONIQUES PENDANT LE DRAINAGE INTERNE						
	30/10/1988					
w	1031	1020	1027	1027		
w*	1026,25					
		10	30	50	70	90
	8h30	301	224	163	158	193
		296	230	161	163	189
		298	221	160	166	183
	12h	306	229	171	157	193
		314	226	173	157	183
		311	233	171	157	191
						191
	C*	304,333333	227,166667	166,5	159,666667	189
	teta	17,8292354	13,3176642	9,04512789	8,72684937	7,22027649
	17/11/1988					
w	1031	1020	1027	1027		
w*	1026,25					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
	7h52	236	178	217	212	184
		231	180	223	219	184
		234	185	219	203	189
					210	
	C*	233,666667	181	219,666667	211	185,666667
	teta	13,6976886	10,6185168	11,5214901	11,1178197	7,03838449
	18/11/1988					
w	1031	1020	1027	1027		
w*	1026,25					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
	11h	179	448	447	325	188
		185	447	450	342	187
		186	443	442	341	189
				450	343	
	C*	183,333333	446	447,25	337,75	188
	teta	10,7549358	26,1118177	22,1217174	17,0214982	7,16570889

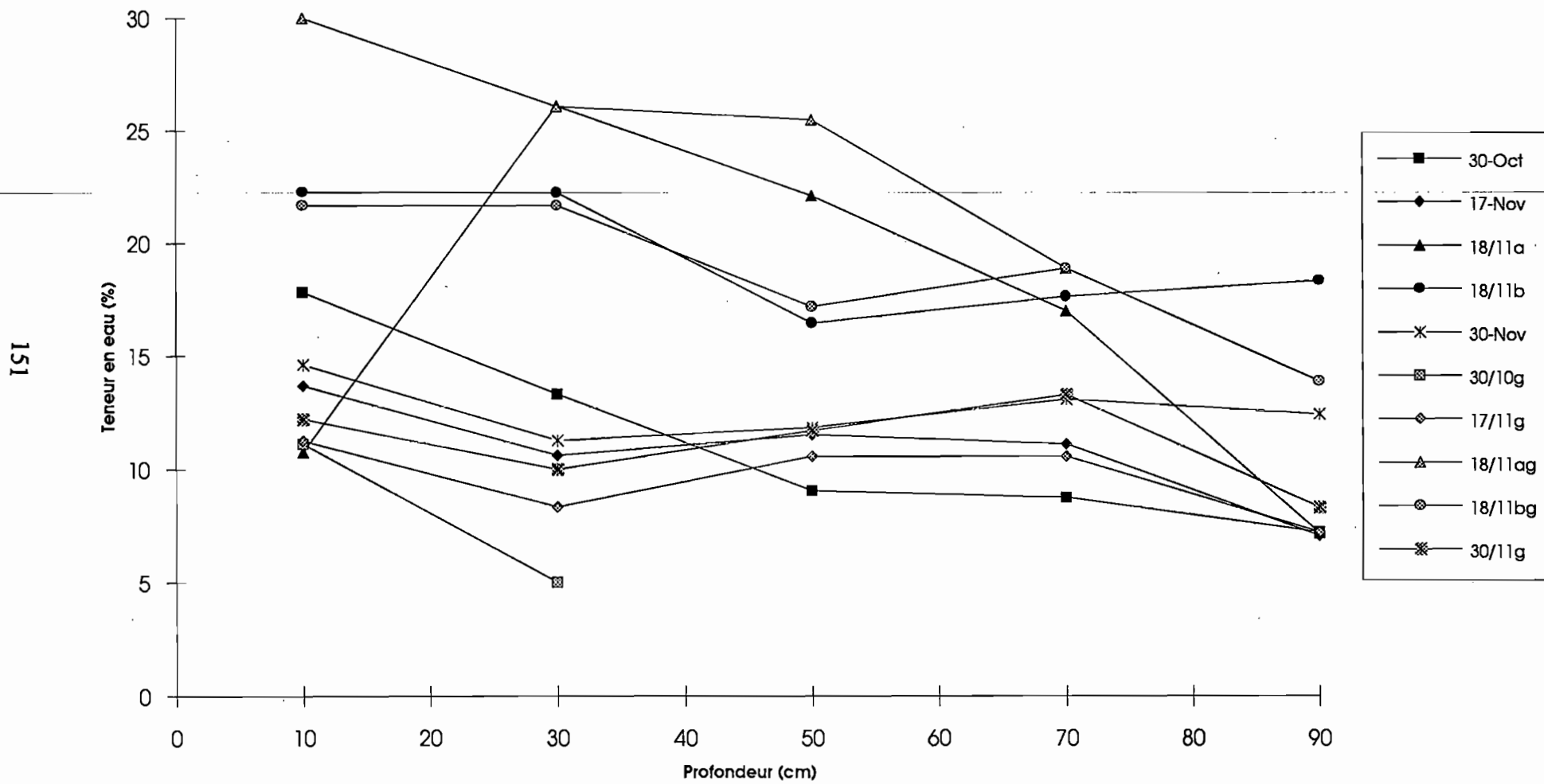
	18/11/1988					
w	1031	1020	1027	1027		
w*	1026,25					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
	14h35	383	381	327	352	395
		378	383	329	355	393
		381	376	322	345	391
					353	
	C*	380,666667	380	326	351,25	393
	teta	22,2920856	22,2531088	16,4742144	17,6502923	18,352067
	18/11/1988					
w	1031	1020	1027	1027		
w*	1026,25					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
	17h40	355	291	322	374	396
		355	297	318	369	399
		360	289	318	357	396
	C*	356,666667	292,333333	319,333333	366,666667	397
	teta	20,8889188	17,127652	16,1636987	18,3683597	18,5703374
	19/11/1988					
w	1031	1020	1027	1027		
w*	1026,25					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
	~10h	322	260	276	325	355
		323	257	280	315	352
		321	263	295	320	355
				282	321	
	C*	322	260	283,25	320,25	354
	teta	18,8621222	15,2372744	14,4830329	16,2063946	16,2239306
	20/11/1988					
w	1030	1032	1031			
w*	1031					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
	6h30	336	242	267	293	332
		329	240	259	289	338
		339	243	270	300	337
		338		268	302	
	C*	335,5	241,666667	266	296	335,666667
	teta	19,5610333	14,1003155	13,6224927	15,0133754	15,1391371

	21/11/1988					
w	1018	1027	1027			
w*	1024					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
6h50		329	227	261	288	319
		327	230	254	285	325
		323	226	257	287	321
	C*	326,333333	227,666667	257,333333	286,666667	321,666667
	teta	19,1573938	13,3761438	13,3022396	14,6715104	14,4981458
	22/11/1988					
w	1021	1019	1012			
w*	1017,33333					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
7h04		316	223	249	283	316
		317	223	245	281	316
		310	226	249	277	311
	C*	314,333333	224	247,666667	280,333333	314,333333
	teta	18,5749632	13,2473092	12,9267628	14,4616252	14,2097523
	23/11/1988					
w	1019	1026	1027			
w*	1024					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
7h30		307	211	242	267	300
		301	216	247	271	308
		310	216	246	275	308
	C*	306	214,333333	245	271	305,333333
	teta	17,9659875	12,5948938	12,7265234	13,9401953	13,6049167
	30/11/1988					
w	1027	1023	1027			
w*	1025,66667					
		10cm	30cm	50cm	70cm	90cm
9h16		267	195	221	253	289
		266	193	224	253	288
		270	192	224	249	282
16h		232	195	228	253	283
		231	189	233	254	283
		230	188	227	258	280
	C*	249,333333	192	226,166667	253,333333	284,166667
	teta	14,6219354	11,2680192	11,830234	13,0963048	12,4221121

ANNEXE 2.3 Variation de l'humectation du sol pendant le drainage interne



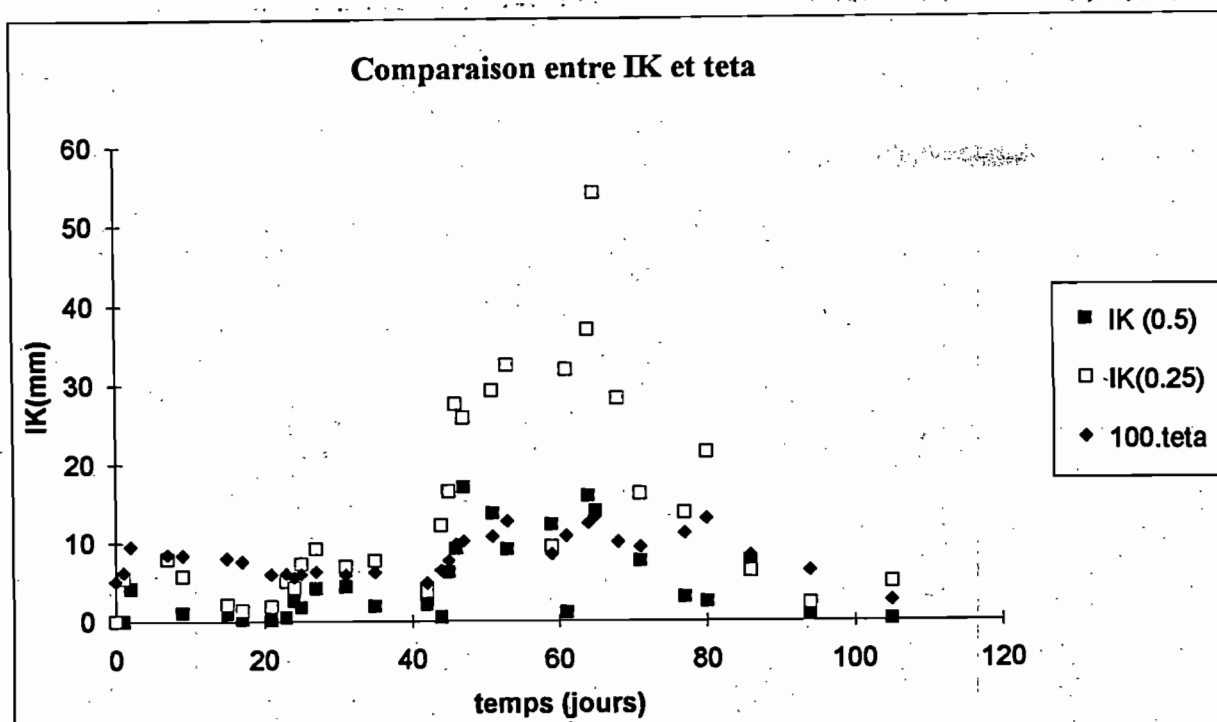
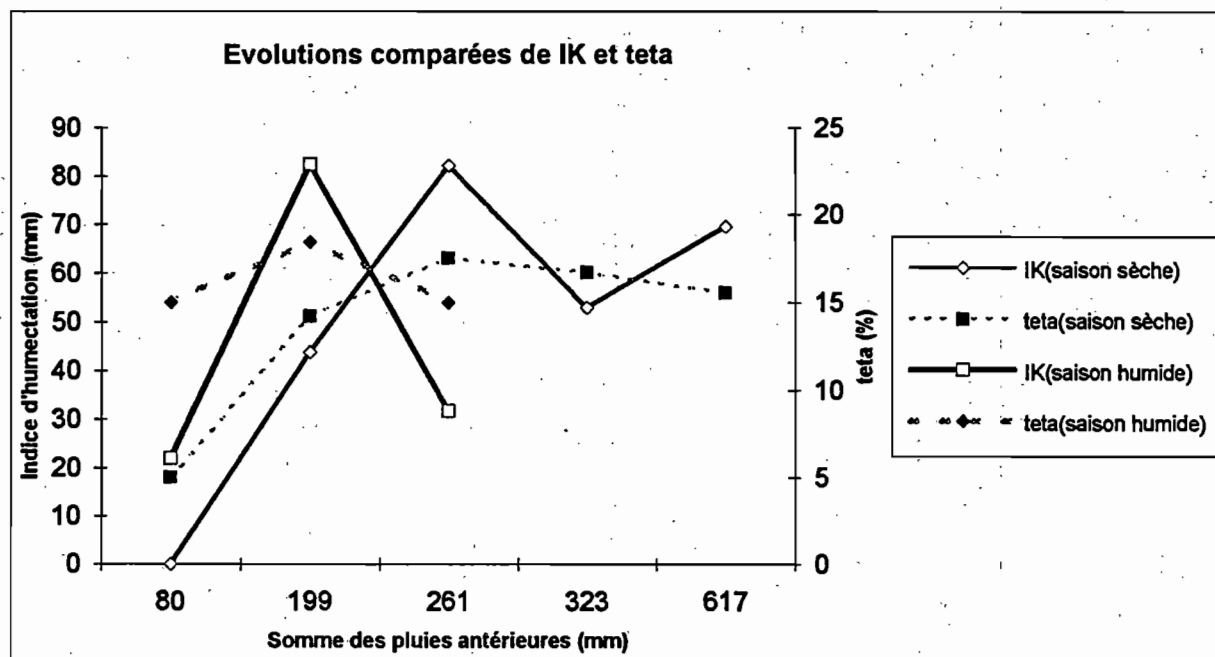
Courbes obtenues avec les valeurs mesurées à l'humidimètre et courbes de GUILLET



ANNEXE 3. MODELISATION DE L'HUMECTATION DU SOL

Mois	Jour	Pluie au sol	ETR	t (jours)	delta(t)	$\Sigma P\alpha$	IK(0.5)	IK(0.25)	IK(0.13)	feta
Juin	15	6.9	2	0	0	6.9	0	0	0	0.0036
	16	17.5	2	1	1	24.4	4.185	5.37	6.06	0.0132
	17	0	2	2	1	24.4				0.0484
	22	1.5	2	7	5	25.9	1.08	7.88	9.19	0.0369
	24	3.9	2	9	2	29.8	0.95	5.69	8.25	0.0414
	30	0.2	2	15	6	30	0.2414	2.14	5.57	0.0328
Juillet	2	3.7	3	17	2	33.7	0.1624	1.42	4.45	0.0276
	6	6.5	3	21	4	40.2	0.5227	1.88	4.84	0.0143
	8	0.4	3	23	2	40.6	2.58	5.08	8.75	0.01989
	9	5	3	24	1	45.6	1.81	4.27	8.03	0.0191
	10	7.9	3	25	1	53.5	4.13	7.22	11.44	0.03
	12	9.7	3	27	2	63.2	4.43	9.17	14.91	0.0439
	16	13.8	3	31	4	77	1.91	6.94	14.63	0.0514
	20	14	3	35	4	91	2.13	7.63	16.9	0.0568
	27	16.4	3	42	7	107.4	0.49	3.76	12.44	0.0333
	29	9	3	44	2	116.4	6.21	12.23	22.24	0.0541
	30	18.9	3	45	1	135.3	9.23	16.53	27.43	0.0902
31	5.6	3	46	1	140.9	17.06	27.59	40.68	0.1454	
Août	1	53.7	5	47	1	194.6	13.74	25.85	82.87	0.1756
	5	24.3	5	51	4	218.9	9.13	29.26	81.2	0.1769
	7	9.9	5	53	2	228.8	12.3	32.49	81.34	0.1079
	13	42.3	5	59	6	271.1	1.1	9.46	41.83	0.0742
	15	46.8	5	61	2	317.9	15.97	31.39	64.87	0.1235
	18	32.6	5	64	3	350.5	14	36.93	75.6	0.1532
	19	5.5	5	65	1	356	28.27	54.15	95.01	0.215
	22	6.1	5	68	3	362.1	7.53	28.18	68.05	0.0954
	25	45.4	5	71	3	407.5	3.04	16.19	50.21	0.1009
31	31.7	5	77	6	439.2	2.41	13.74	43.83	0.0951	
Septembre	3	6.5	3.5	80	3	445.7	7.61	21.46	51.13	0.1275
	9	9.7	3.5	86	6	455.4	0.7	6.24	26.42	0.1032
	17	7.5	3.5	94	8	462.9	0.19	2.16	12.77	0.0727
	28	4.2	3.5	105	11	467.1	0.03	4.93		0.0139

Comparaison du modèle et des mesures



**ANNEXE 4. RUISSELLEMENT SUR LES PARCELLES
AGRONOMIQUES**

Années sans impluvium : parcelle témoin					Crues observées en 1988 à l'exutoire de la parcelle					Crues observées en 1989 à l'exutoire de la parcelle					Crues observées en 1990 à l'exutoire de la parcelle				
témoin					témoin					témoin									
Dates	Pluies	Volume	Lame	SPa	Dates	Pluies	Volume	Lame	SPa	Dates	Pluies	Volume	Lame	SPa					
		ruisselé	ruisselée				ruisselé	ruisselée				ruisselé	ruisselée						
	mm	m3	mm	mm		mm	m3	mm	mm		mm	m3	mm	mm					
26-Avr	42.7	1.099	0.36	100	12-Jun	10		0	100	28-Mai	24.4		0	100					
15-Jun	6.9		0	142.7	21-Jun	8.7		0	110	26-Jun	30.4	5.791	1.9	124.4					
16-Jun	17.5	26.25	8.6	149.6	25-Jun	23.5	2.336	0.8	118.7	03-Jul	10.6		0	154.8					
06-Jul	6.5		0	167.1	26-Jun	17	8.121	2.7	142.2	04-Jul	11	0.605	0.2	165.4					
09-Jul	5		0	173.6	08-Jul	36.5	49.13	16.2	159.2	10-Jul	17.5	6.267	2.1	176.4					
10-Jul	7.9		0	178.6	10-Jul	6.2		0	195.7	13-Jul	29.5	43.2	14.2	193.9					
12-Jul	9.7	0.563	0.18	186.5	12-Jul	11.4		0	201.9	15-Jul	36.4	71.438	23.5	223.4					
17-Jul	13.8	1.133	0.36	196.2	16-Jul	33.3	31.404	10.3	213.3	22-Jul	18.7	12.874	4.2	259.8					
21-Jul	14		0	210	30-Jul	64.6	51.9	17.1	64.6	30-Jul	19.2		0	19.2					
28-Jul	16.4	3.882	1.28	224	04-Ao0	48.7	60.484	19.9	129.2	08-Ao0	19		0	38.4					
29-Jul	9	1.932	0.63	0	08-Ao0	78.8	91.81	30.2	177.9	13-Ao0	16.9		0	57.4					
30-Jul	18.9	10.739	3.53	9	09-Ao0	21.1	35.547	11.7	256.7	07-Sep	42.6		0	42.6					
31-Jul	5.6		0	27.9	10-Ao0	7.9	3.203	1.1	277.8	01-Oct	5.5		0	85.2					
02-Ao0	53.7	63.29	20.8	33.5	14-Ao0	24.3	24.985	8.2	285.7	03-Oct	20.6		0	90.7					
06-Ao0	24.3	3.81	1.25	87.2	16-Ao0	18.2	3.663	1.2	310										
08-Ao0	9.9		0	111.5	19-Ao0	30.3	4.265	1.4	328.2										
13-Ao0	42.3	21.88	7.2	121.4	20-Ao0	20	26.393	8.7	358.5										
15-Ao0	46.8	59.88	19.7	163.7	22-Ao0	12.3	18.306	6	378.5										
18-Ao0	32.6	54.66	18	210.5	31-Ao0	21.1		0	21.1										
19-Ao0	5.5		0	243.1	03-Sep	16.3		0	42.2										
22-Ao0	6.1	2.22	0.73	248.6	06-Sep	23.4		0	58.5										
25-Ao0	45.4	41.69	13.7	254.7	23-Sep	10.5		0	81.9										
31-Ao0	31.7		0	31.7															
03-Sep	6.5		0	63.4															
09-Sep	9.7		0	69.9															
17-Sep	7.5		0	79.6															
13-Oct	7		0	87.1															

Années avec impluvium : parcelle témoin														
Crues observées en 1985 à l'exutoire de la parcelle témoin				Crues observées en 1986 à l'exutoire de la parcelle témoin				Crues observées en 1987 à l'exutoire de la parcelle témoin						
				(on n'a pas les mesures de pluie au sol)										
Dates	Pluies	Lame ruisselée	SPa	Dates	Pluies	Lame ruisselée	SPa	Dates	Pluies	Lame ruisselée	SPa			
	mm	mm	mm		mm	mm	mm		mm	mm	mm			
09-Jun	4.9		0	08-Jun	3.5		0	03-Jun	1.8		50			
22-Jun	6.3		4.9	11-Jun	8.7	0.1	3.5	05-Jun	1.5		51.8			
28-Jun	13.3		11.2	12-Jun	2.3		12.2	06-Jun	2.8		53.3			
30-Jun	6.7		24.5	13-Jun	0.2		14.5	11-Jun	9.9		56.1			
03-Jul	17.2		31.2	19-Jun	27.4	1.11	14.7	14-Jun	8.2		66			
06-Jul	26.9		48.4	29-Jun	21.3	0.41	42.1	16-Jun	5.2		74.2			
11-Jul	47.2		75.3	01-Jul	7	0.06	63.4	17-Jun	0.1		79.4			
16-Jul	2.4		122.5	05-Jul	0.7		70.4	20-Jun	2.3		79.5			
18-Jul	10.5		124.9	06-Jul	22.9	15.79	71.1	25-Jun	28.9	6.27	81.8			
23-Jul	5		5	09-Jul	17.6	0.58	94	27-Jun	19.2	2.35	110.7			
26-Jul	0.6		10	11-Jul	2.4		111.6	02-Jul	21.1	5.47	129.9			
29-Jul	5.6		10.6	13-Jul	51.9	43.73	114	03-Jul	4.4		151			
31-Jul	1.4		16.2	15-Jul	26.4	1.94	165.9	09-Jul	0.5		155.4			
01-Aoû	0.5		17.6	17-Jul	5.5		192.3	12-Jul	1.8		155.9			
04-Aoû	3.2		18.1	19-Jul	1		197.8	14-Jul	6		157.7			
07-Aoû	13.8		21.3	20-Jul	0.2		198.8	16-Jul	2.1		163.7			
09-Aoû	6.1	0.21	35.1	23-Jul	0.3		199	24-Jul	16.3	4.37	165.8			
10-Aoû	11.8	2.33	41.2	24-Jul	3.4		199.3	25-Jul	0.2		182.1			
11-Aoû	14	4.87	53	27-Jul	23.6	11.04	202.7	27-Jul	25.4	9.93	182.3			
12-Aoû	8.4	0.06	67	28-Jul	17	8.17	226.3	28-Jul	11.8	3.12	207.7			
13-Aoû	41.1	36.71	75.4	02-Aoû	0.2		0.2	29-Jul	18	8.17	219.5			
15-Aoû	6.4		116.5	06-Aoû	0.7		0.4	31-Jul	30.1	13.69	237.5			
16-Aoû	1		122.9	07-Aoû	14.4		1.1	02-Aoû	0.4		0.4			
17-Aoû	19.5	5.63	123.9	10-Aoû	28.3	4.76	15.5	03-Aoû	0.3		0.8			
20-Aoû	3.8	0.56	143.4	12-Aoû	4.1		43.8	09-Aoû	4.1		1.1			
21-Aoû	14.7	5.53	147.2	14-Aoû	8.9		47.9	15-Aoû	4.4		5.2			
25-Aoû	6	0.87	161.9	17-Aoû	0.1		56.8	17-Aoû	0.6		9.6			
26-Aoû	16.4	4.71	167.9	20-Aoû	2		56.9	19-Aoû	33.7		10.2			
30-Aoû	12	4.53	184.3	22-Aoû	53.4	27.65	58.9	23-Aoû	12.3		43.9			
31-Aoû	4.2	0	196.3	28-Aoû	6		112.3	25-Aoû	19.6	0.99	56.2			

03-Sep	1		200.5		30-Aoû	13.6	0.95		118.3		27-Aoû	0.6		75.8
05-Sep	9.5	1.46	201.5	_sarclage	31-Aoû	2.1			131.9		30-Aoû	13.3		76.4
09-Sep	0.9		0.9		01-Sep	12.8	2.51		134		01-Sep	6.6		89.7
15-Sep	4.3	0.53	1.8		02-Sep	19.1	7.88		146.8		05-Sep	18.1		96.3
17-Sep	1.7		6.1		05-Sep	12.5	0.67		165.9		10-Sep	1.7		1.7
18-Sep	0.5		7.8		08-Sep	6.4			0	sarclage	14-Sep	53.9		3.4
22-Sep	4.3		8.3		11-Sep	16.7			6.4		15-Sep	9.2		57.3
25-Sep	6.8	0.67	12.6		12-Sep	8			23.1		16-Sep	0.2		66.5
29-Sep	0.8		19.4		15-Sep	0.2			31.1		20-Sep	24.5	0.25	66.7
09-Oct	13.3	1.24	20.2		18-Sep	21.8			31.3		22-Sep	13.1		91.2
					21-Sep	3.5			53.1		27-Sep	37.6	13.28	104.3
					23-Sep	12.5			56.6		03-Oct	11.9	0.3	141.9
					26-Sep	14			69.1		07-Oct			153.8
					27-Sep	0.9			83.1					
					28-Sep	4.8			84					
					02-Oct	20.9			88.8					

Années avec impluvium : parcelle aménagée															
Crues observées en 1985 à l'exutoire de la parcelle aménagée				Crues observées en 1986 à l'exutoire de la parcelle aménagée (on n'a pas les mesures de pluie au sol)				Crues observées en 1987 à l'exutoire de la parcelle aménagée							
Dates	Pluies	Lame	SPa	Dates	Pluies	Lame	SPa	Dates	Pluies	Lame	SPa				
		ruisselée				ruisselée				ruisselée					
	mm	mm			mm	mm	mm		mm	mm	mm				
09-Jun	4.9		0	08-Jun	3.5		0	03-Jun	1.8		50				
22-Jun	6.3		4.9	11-Jun	8.6		3.5	05-Jun	1.5		51.8				
28-Jun	13.3		11.2	12-Jun	2.3		12.1	06-Jun	2.8		53.3				
30-Jun	6.7		24.5	13-Jun	0.2		14.4	11-Jun	10.1		56.1				
03-Jul	17.2		31.2	19-Jun	28.2	2.35	14.6	14-Jun	8.2		66.2				
06-Jul	27.1		48.4	29-Jun	21.3	1.72	42.8	16-Jun	5.3		74.4				
11-Jul	47.2		75.5	01-Jul	7.2	0.07	64.1	17-Jun	0.1		79.7				
16-Jul	2.3		122.7	05-Jul	0.7		71.3	20-Jun	2.3		79.8				
18-Jul	12.4		125_sarclage	06-Jul	22.6	16.41	72	25-Jun	28.5	2.96	82.1				
23-Jul	4.9		4.9	09-Jul	17.7	2.07	94.6	27-Jun	19.2	2.52	110.6				
26-Jul	0.5		9.8	11-Jul	2.3		112.3	02-Jul	20.6	3.48	129.8				
29-Jul	5.3		10.3	13-Jul	50.7	31.63	114.6	03-Jul	4.1		150.4				
31-Jul	1.5		15.6	15-Jul	26.3	4.6	165.3	09-Jul	0.5		154.5				
01-Aoû	0.5		17.1	17-Jul	5.3		191.6	12-Jul	1.8		155				
04-Aoû	3.4		17.6	19-Jul	0.9		196.9	14-Jul	6		156.8				
07-Aoû	13.8		21	20-Jul	0.2		197.8	16-Jul	2.1		162.8				
09-Aoû	6.4	0.09	34.8	23-Jul	0.3		198	24-Jul	16.4	3.06	164.9				
10-Aoû	12.5	1.87	41.2	24-Jul	3.2		198.3	25-Jul	0.2		181.3				
11-Aoû	14.9	2.1	53.7	27-Jul	23.6	13.74	201.5	27-Jul	25	4.98	181.5				
12-Aoû	8.6	0	68.6	28-Jul	17.1	11.05	225.1	28-Jul	11.8	1.43	206.5				
13-Aoû	41.1	29.31	77.2	02-Aoû			0	29-Jul	18.3	6.48	218.3				
15-Aoû	6.8		118.3	06-Aoû	0.7		0_sarclage	31-Jul	30.7	12.15	236.6_sarclage				
16-Aoû	1		125.1	07-Aoû	14.2		0.7	02-Aoû	0.4		0.4				
17-Aoû	18.8	7.14	126.1	10-Aoû	27.8	5.18	14.9	03-Aoû	0.3		0.8				
20-Aoû	3.9		144.9	12-Aoû	4.2		42.7	09-Aoû	4.3		1.1				
21-Aoû	14.8	5.63	148.8	14-Aoû	8.7		46.9	15-Aoû	4.6		5.4				
25-Aoû	5.7	0.62	163.6	17-Aoû	0.1		55.6	17-Aoû	0.5		10				
26-Aoû	16.7	5.52	169.3	20-Aoû	2		55.7	19-Aoû	34.7		10.5				
30-Aoû	12	4.3	186	22-Aoû	53.1	20.29	57.7	23-Aoû	12.4		45.2				

31-Ao0	4.3		198			28-Ao0	5.9		110.8			25-Ao0	19.5	0.04	57.6		
03-Sep	1		202.3			30-Ao0	12.9	0.21	116.7			27-Ao0	0.5		77.1		
05-Sep	9.2	0.78	203.3			31-Ao0	2.2		129.6			30-Ao0	13.3		77.6		
09-Sep	0.9		0	sarclage		01-Sep	12.6	2.53	131.8			01-Sep	0.88		90.9		
15-Sep	5	0.17	0.9			02-Sep	19.2	11.07	144.4			05-Sep	3.16		91.78	_sarclage	
17-Sep	1.8		5.9			05-Sep	12.5	0.74	163.6			10-Sep	1.7		1.7		
18-Sep	0.6		7.7			08-Sep	6.3		0	sarclage		14-Sep	52.8		3.4		
22-Sep	5		8.3			11-Sep	16.7		6.3			15-Sep	9		56.2		
25-Sep	6.7	0.29	13.3			12-Sep	7.8		23			16-Sep	0.2		65.2		
29-Sep	0.9		20			15-Sep	0.2		30.8			20-Sep	24.6		65.4		
09-Oct	13.4	0.73	20.9			18-Sep	22.1		31			22-Sep	13.1		90		
						21-Sep	3.6		53.1			27-Sep	37.9	4.4	103.1		
						23-Sep	12.1		56.7			03-Oct	11.8		141		
						26-Sep	14.7		68.8			07-Oct	0.9		152.8		
						27-Sep	0.9		83.5								
						28-Sep	4.5		84.4								
						02-Oct	20.9		88.9								

0 Crues observées en 1988 à l'exutoire de la parcelle aménagée																					
20	Dates	Pluies	Pluie PG10	IL	Intensités de pluie PG10 par pas de temps de 20'												Intensités de pluie PG10 par pas de temps de 10'				Pluie utile
		mm			mm/h																
	26-Avr	44.2																			0
	15-Jun	6.9	9	30.2375757	27																0
	16-Jun	17.5	22.5	9.13037636	36.3	31.2															17.5
																					#DIV/0!
	06-Jul	7.3	7.1	9.87827557	10.8																3
	09-Jul	5	7.2	8.32027671	20																3
	10-Jul	7.9	18	7.29166987	9	5.4	7.2	6.9	12.9	6.6	3	1.8	1.2								3
	12-Jul	9.7	17.5	6.81427181	29.1	12.6	3.6	2.4													0
	21-Jul	16	44	7.01022123	6.3	2.7	24	14.1	6	7.8	11.4	10.5	8.4	10.8	12	10.2	5.4	2.4			7.70457143
1er sarclage	28-Jul	16.4	17	5	14.1	12.6	6.6	13.8	3												2.90909091
	29-Jul	9	9.5	31.0736816	17.4	8.1	1.8														15.1458824
	30-Jul	18.9	12.5	28.4045595	26.4	8.1	3														0
	31-Jul	5.6	5	23.5524125	3	9.6	2.4														13.3056
																					0
	02-Aoû	53.7	48.3	22.6083215	73.5	45.6	11.7	3	1.8	1.8	1.8	3.3									#DIV/0!
	06-Aoû	24.3	23	14.4760974	13.5	22.8	2.1	5.7	6.9	5.4	6	4.2	2.4								4.8
	08-Aoû	9.9	7.5	11.4944372	6	15.3															44.1385093
	13-Aoû	42.3	38.1	12.7385365	10.8	38.7	32.4	8.1	7.8	5.4	5.1	6									8.02956522
	15-Aoû	46.8	40	7.06978387	6.9	0.6	50.4	25.8	5.7	3	4.2	3.9	5.4	5.1	4.2	3.3					6.732
	18-Aoû	32.6	23.5	5	33.6	14.1	9.9	2.4	2.4	1.8	2.4	0.9	0	0	0	1.2	1.2				26.3125984
	19-Aoû	5.5	4.5	5	8.4	3.9	1.2														32.409
	22-Aoû	6.1	5	5	15																26.6348936
2ème sarclage	25-Aoû	45.4	25.5	5	1.8	4.8	4.2	2.4	2.1	1.2	1.5	1.2	1.2	14.4	4.2	6.9	24.6	5.4	1.2		3.42222222
	31-Aoû	31.7	25.1	24.5524828	38.7	3.6	1.5	3.9	5.4	6	4.8	4.2	3.6	3.6							6.1
																					38.2784314
																					16.2920319
																					#DIV/0!
	03-Sep	6.5	6	17.4664846	11.1																0
	09-Sep	9.7	9.5	19.3066347	1.2	0.6	0.6	1.5	1.5	1.5											0
	17-Sep	7.5	7	18.9820774	19.8	1.2															7.07142857
																					#DIV/0!
	13-Oct	7.3	5.5	50	1.5	0	1.5														0
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					#DIV/0!
																					Pluie utile
																					mm
	13-Jun	10	7	50	22.5																0
	21-Jun	8.7	5.5	15.9286724	12.9	2.4	0.6	0.6													6.80181818
	25-Jun	23.5	18	12.7191398	0.6	0.6	0.6	36	0	7.8	8.7										15.6666667
	26-Jun	17	8	8.61299421	22.8																16.15
																					#DIV/0!
	08-Jul	36.5	26	9.7533227	60	18															36.5
	10-Jul	6.2	2.5	5.43681303	2.4	5.1															6.2
	12-Jul	11.4	10	5	13.8	7.2	1.8	1.2	3.6	2.4											7.98
	16-Jul	33.3	27	5	30	30.6	11.7	1.2	3.6	1.8	1.5										29.7233333
1er sarclage	20-Jul	5.3	3.5	5	3.9	1.5	2.1	3													1.96857143
	30-Jul	64.6	51.5	22.0244824	3	39	79.5	30	1.5	1.5											62.0912621
																					#DIV/0!
	04-Aoû	48.7	36.5	10.5600359	46.2	44.4	8.7	2.7	0.6	0.6	1.5	2.1	0.6	2.1							44.1635616
	08-Aoû	78.8	51.3	6.93136108	26.4	47.1	35.4	4.2	20.1	4.8	2.7	2.1	3	2.4	4.2	1.5					68.5083821
	09-Aoû	21.1	18.5	5	36.9	6.6	2.4	2.1	2.7	2.7	2.1										16.5378378

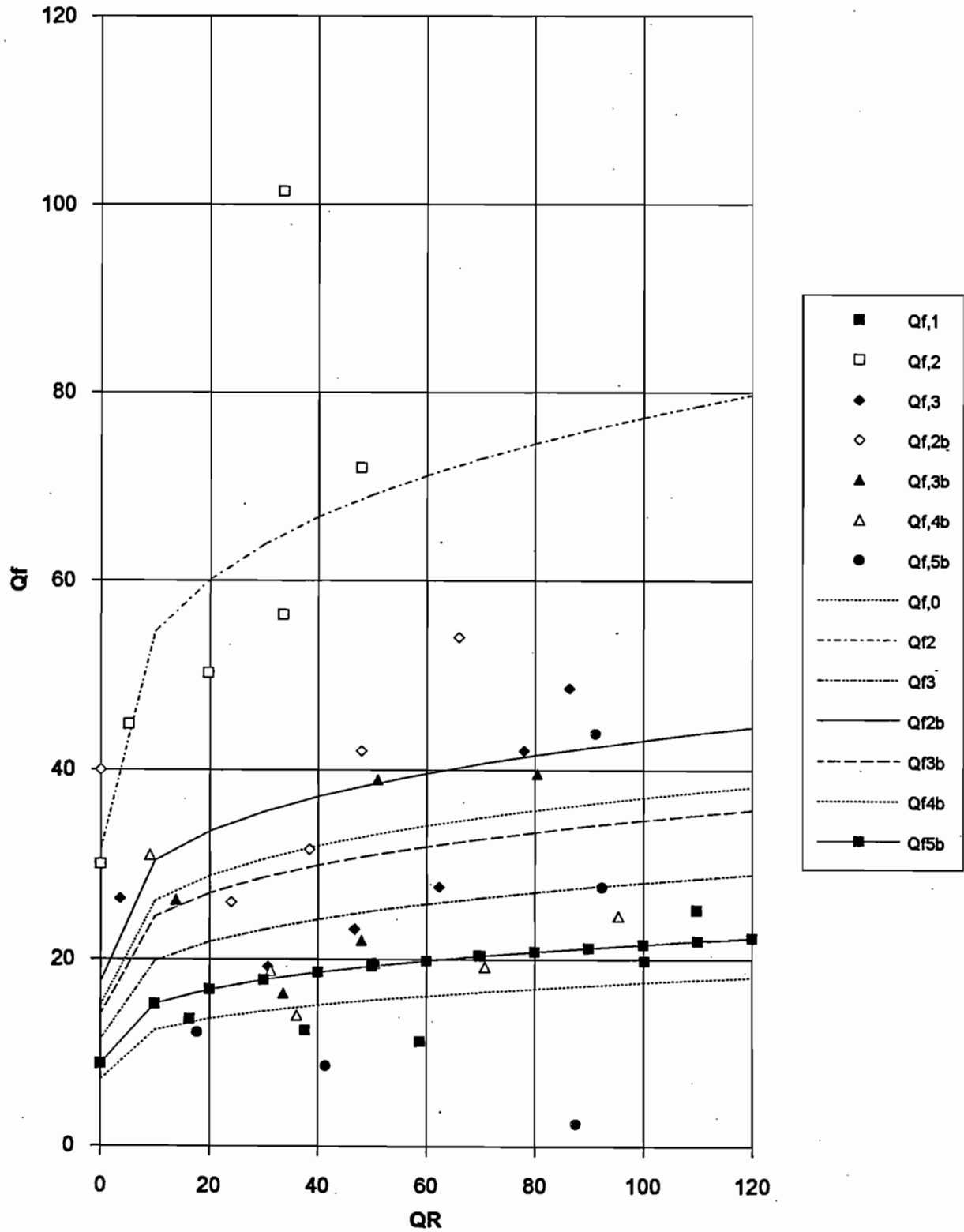
	12-Jul	9.7	17.5	6.93199758	29.1	12.6	3.6	2.4												3.6	7.70457143	
	17-Jul	13.8	20.5	7.21514966	29.1	12.6															9.35707317	
	21-Jul	14	44		5	6.3	2.7	24	14.1	6	7.8	11.4	10.5	8.4	10.8	12	10.2	5.4	2.4		2.54545455	
1er	28-Jul	16.4	17		5	14.1	12.6	6.6	13.8	3											15.1458824	
sarclage	29-Jul	9	9.5	31.0736816		17.4	8.1	1.8													0	
	30-Jul	18.9	12.5	28.4045595		26.4	8.1	3													13.3056	
	31-Jul	5.6	5	23.5524125		3	9.6	2.4													0	
				50																	#DIV/0!	
	02-Aoû	53.7	48.3	22.6083215		73.5	45.6	11.7	3	1.8	1.8	1.8	3.3								44.1385093	
	06-Aoû	24.3	23	14.4760974		13.5	22.8	2.1	5.7	6.9	5.4	6	4.2	2.4							8.02956522	
	08-Aoû	9.9	7.5	11.4944372		6	15.3														6.732	
	13-Aoû	42.3	38.1	12.7385365		10.8	38.7	32.4	8.1	7.8	5.4	5.1	6								26.3125984	
	15-Aoû	46.8	40	7.06978387		6.9	0.6	50.4	25.8	5.7	3	4.2	3.9	5.4	5.1	4.2	3.3				32.409	
	18-Aoû	32.6	23.5		5	33.6	14.1	9.9	2.4	2.4	1.8	2.4	0.9	0	0	0	1.2	1.2			26.6348936	
	19-Aoû	5.5	4.5		5	8.4	3.9	1.2													3.42222222	
	22-Aoû	6.1	5		5	15															6.1	
2ème	25-Aoû	45.4	25.5		5	1.8	4.8	4.2	2.4	2.1	1.2	1.5	1.2	1.2	14.4	4.2	6.9	24.6	5.4	1.2	38.2784314	
sarclage	31-Aoû	31.7	25.1	24.5524828		38.7	3.6	1.5	3.9	5.4	6	4.8	4.2	3.6	3.6						16.2920319	
				50																	#DIV/0!	
	03-Sep	6.5	6	17.4664846		11.1															0	
	09-Sep	9.7	9.5	19.3066347		1.2	0.6	0.6	1.5	1.5	1.5										0	
	17-Sep	7.5	7	18.9820774		19.8	1.2														7.07142857	
				50																	#DIV/0!	
	13-Oct	7	5.5		50	1.5	0	1.5													0	
					50																	
					50																	
					50																	
					50																	
	Crues observées en 1989 sur témoin				50																	
					50																	
	Dates	Pluies	Pluie PG10	#VALEUR!	#VALEUR!																Pluie utile	
																					mm	
	12-Jun	10	7	50	22.5																0	
	21-Jun	8.7	5.5	15.9286724	12.9	2.4	0.6	0.6													6.80181818	
	25-Jun	23.5	18	12.7191398	0.6	0.6	0.6	36	0	7.8	8.7										15.6666667	
	26-Jun	17	8	8.61299421	22.8																16.15	
				50																	#DIV/0!	
	08-Jul	36.5	26	9.7533227	60	18															36.5	
	10-Jul	6.2	2.5	5.43681303	2.4	5.1															6.2	
	12-Jul	11.4	10		5	13.8	7.2	1.8	1.2	3.6	2.4										7.98	
1er	16-Jul	33.3	27		5	30	30.6	11.7	1.2	3.6	1.8	1.5									29.7233333	
sarclage	30-Jul	64.6	51.5	22.0244824		3	39	79.5	30	1.5	1.5										62.0912621	
				50																	#DIV/0!	
	04-Aoû	48.7	36.5	10.5600359		46.2	44.4	8.7	2.7	0.6	0.6	1.5	2.1	0.6	2.1						44.1635616	
	08-Aoû	78.8	51.3	6.93136108		26.4	47.1	35.4	4.2	20.1	4.8	2.7	2.1	3	2.4	4.2	1.5				68.5083821	
	09-Aoû	21.1	18.5		5	36.9	6.6	2.4	2.1	2.7	2.7	2.1									16.5378378	
	10-Aoû	7.9	4.5		5	11.1	0.9	0.6	0.9												6.49555556	
	14-Aoû	24.3	22		5	39.6	9.3	5.4	3.9	3	2.7	2.1									19.9922727	
	16-Aoû	18.2	16.5		5	21.9	7.2	6	1.8	2.4	3.3	3.6	2.1								12.9054545	
	19-Aoû	30.3	24.5		5	14.1	12.9	3.3	1.8	0.6	5.4	5.7	3.6	4.8	4.8	5.4	5.1	2.7	2.4		23.9926531	
	20-Aoû	20	16		5	4.5	0.6	0.6	4.5	24.6	1.2	0.6	0.6	0							0.6	
2ème	22-Aoû	12.3	9.5		5	27.3															21	
sarclage	31-Aoû	21.1	16	28.6627649		10.8	24	13.2													18.375	
				0	50																	11.7821053
					50																	10.55
	03-Sep	16.3	13	21.9055187		18.9	15.9	3.3														#DIV/0!
	06-Sep	23.4	16.4	19.128802		23.1	24															7.89923077
	23-Sep	10.5	7.9	21.8606212		13.2	8.7	0.9	0.9													22.4012195
					50																	0

0 Crues observées en 1987 à l'exutoire de la parcelle am				nagée																		
20																						
Dates	Pluies	Pluie PG10	II	Intensités de pluie PG10 par pas de temps de 20'												Intensités de pluie PG10 par pas de temps de 10'		Pluie utile				
	mm			mm/h																		
03-Jun	1.8		0	50																	#DIV/0!	
05-Jun	1.5			21.6715211																	#DIV/0!	
06-Jun	2.8			21.3572484																	#DIV/0!	
11-Jun	10.1	8.5		21.0190111	3	15															0	
14-Jun	8.2	6		19.2690423	18																8.2	
16-Jun	5.3			18.0437003																	#DIV/0!	
17-Jun	0.1			17.2927136																	#DIV/0!	
20-Jun	2.3			17.4143642																	#DIV/0!	
25-Jun	28.5	20.5		17.2464613	37.5	0.6	0.6	0.3	1.2	0.6	0.6	0.9	0.9	0.6	0.6	1.5					24.3292683	
27-Jun	19.2	12		13.6535941	30.3	0.9	0.6	0.6	1.5	1.8											16.16	
1er sarclage				50																	#DIV/0!	
02-Jul	20.6	12.5		12.0057017	34.2	3.3															18.7872	
03-Jul	4.1			10.2426256																	#DIV/0!	
09-Jul	0.5			10.2061502																	#DIV/0!	
12-Jul	1.8			10.2682592																	#DIV/0!	
14-Jul	6	9		10.0634989	13.5																3	
16-Jul	2.1			9.56497606																	#DIV/0!	
24-Jul	16.4	11.5		9.74084156	29.7																16.4	
25-Jul	0.2			8.35114552																	#DIV/0!	
27-Jul	25	22.2		8.4295275	34.5	12.3	5.7	0.9	3.6	0.6	0.9	3.9				4.2					17.5675676	
28-Jul	11.8	12.8		5	5.4	2.1	0.6	3.3	1.8	1.5	10.8	9	1.5			0	1.2	1.2			6.084375	
29-Jul	18.3	11		5	28.5	4.5															18.3	
31-Jul	30.7	24.6		5	18.3	19.5	3.3	6.3	4.5	20.4	1.2										28.703252	
1er sarclage				#NOMBRE!									1.2	14.4	4.2	6.9	24.6	5.4			#DIV/0!	
02-Aoû	0.4			32.3760053									3.6	3.6							#DIV/0!	
03-Aoû	0.3			32.3130968																	#DIV/0!	
09-Aoû	4.3			32.5040266																	#DIV/0!	
15-Aoû	4.6			31.4584217																	#DIV/0!	
17-Aoû	0.5			30.1287192																	#DIV/0!	
19-Aoû	34.7	28.5		30.0752711	8.7	12.9	9.3	3.6	8.1	4.8	7.8	5.1	4.2	4.2	5.1	7.5	1.2	3			0	
23-Aoû	12.4	7.5		22.6406739	7.8	13.8															7.60533333	
25-Aoû	19.5			20.5094977																	#DIV/0!	
27-Aoû	0.5			17.5920602																	#DIV/0!	
30-Aoû	13.3	8.5		17.65634	6	10.5	6	3													0	
				#NOMBRE!																	#DIV/0!	
01-Sep	0.88	5		15.8787627	10.5	2.1	1.2	0.9													0.6	
2è	05-Sep	3.16	15	15.9426048	7.2	3.3	2.4	2.4	3.3	3.3	3.6	6.6	12.3								1.2	
	10-Sep	1.7		32.3857007																	#DIV/0!	
sarclage	14-Sep	52.8	38	31.9593764	34.5	21	6.6	3.6	20.1	9	3.6	3.6	4.5	4.2	1.5	1.2					15.9789474	
	15-Sep	9	7	20.5879571	15	3.9	1.8														0	
	16-Sep	0.2	0	19.2028088																	#DIV/0!	
	20-Sep	24.6	18.5	19.3540389	13.8	4.2	30	5.1	0.9	1.2											13.2972973	
	22-Sep	13.1	8.5	15.9334661	9.6	4.8	3	3	1.5	1.2	1.2	1.2									0	
	27-Sep	37.9	26.5	14.590718	53.4	25.8																37.7569811
				#NOMBRE!																	#DIV/0!	
	03-Oct	11.8	8.5	11.1165202	25.5																	11.8
	07-Oct	0.9		10.2571993																		#DIV/0!
																						#DIV/0!
																						#DIV/0!
Crués observées en 1986 à l'exutoire de la parcelle am				nagée (on n'a pas les mesures de pluie au sol)																		
Dates	Pluies		II																	Pluie utile		
08-Jun	3.5		50																	#DIV/0!		

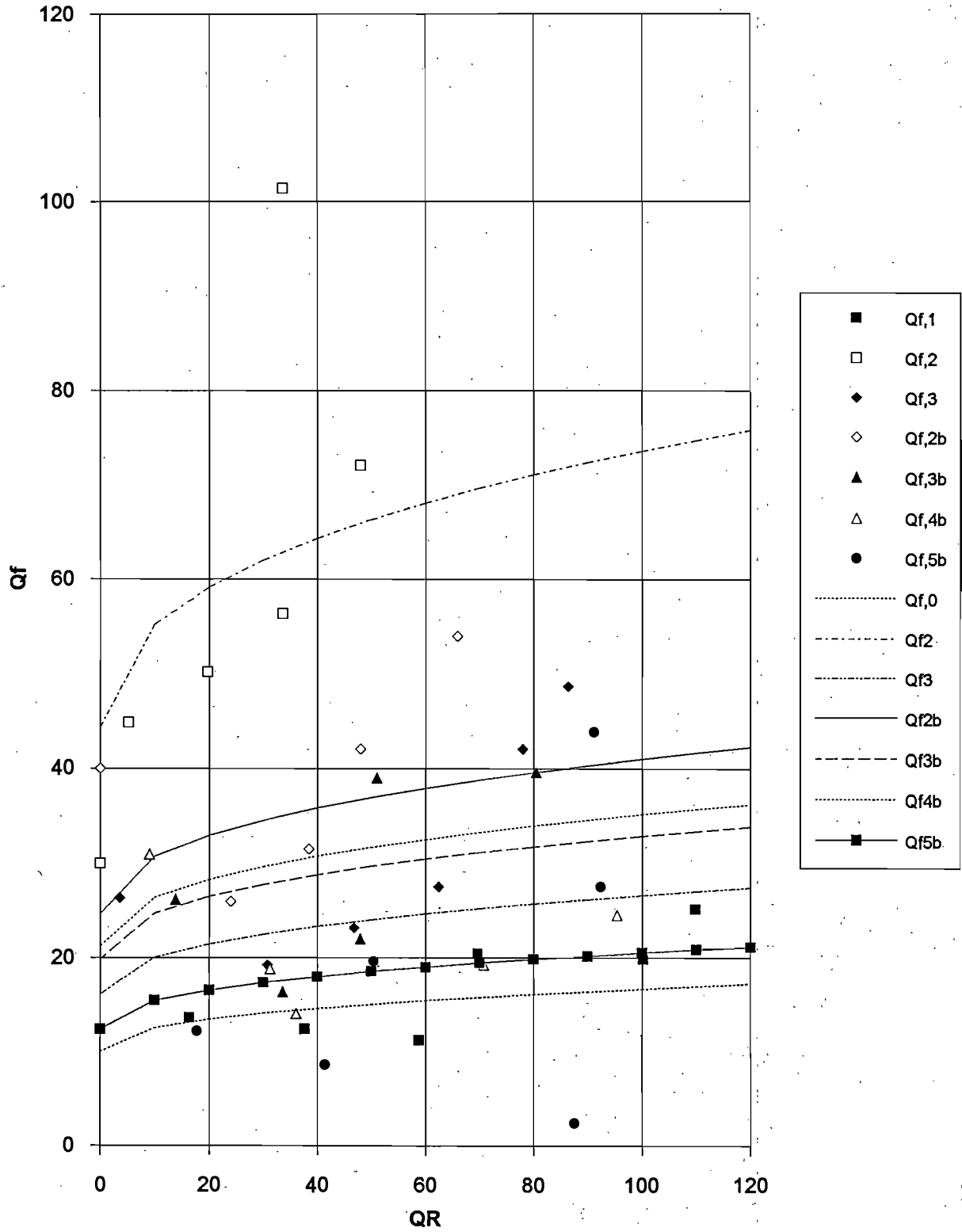
	26-Jul	0.6	0	30.1537919																		#DIV/0!
	29-Jul	5.6	0	30.1106179																		#DIV/0!
	31-Jul	1.4	0	28.6340226																		#DIV/0!
			0	#NOMBRE!																		#DIV/0!
	01-Aoû	0.5	0	28.313045																		#DIV/0!
	04-Aoû	3.2	0	28.3168396																		#DIV/0!
	07-Aoû	13.8	0	27.5674875																		#DIV/0!
	09-Aoû	6.1	5.5	24.5240439														33				6.1
	10-Aoû	11.8	20.4	23.3368584	33.6	3.9	15	7.5	1.2													0
	11-Aoû	14	4.4	21.2107448	1.5	2.4	3.9	3.6	1.8													0
	12-Aoû	8.4	7.5	18.9783603	9.3	0.9	2.4	4.5	2.4	3												0
	13-Aoû	41.1	34	17.7859474	82.5	12	0.6	0.6										12	0.6			33.2426471
	15-Aoû	6.4	6	13.0140817	6.6	3	0.6	1.2	1.2	0.6	1.8	3										0
	16-Aoû	1	1	12.4390317														6				0
	17-Aoû	19.5	16	12.3890123	21	0.6	0.6	25.5									0.6					18.890625
	20-Aoû	3.8	3.5	10.8226075	4.5												12					2.17142857
	21-Aoû	14.7	12.5	10.544815													60	15				14.7
	25-Aoû	6	4.5	9.61034404													6	21				4.66666667
	26-Aoû	16.4	14.5	9.17752248	22.5	6	0.9	0.6	6	5.1	2.4											8.48275862
	30-Aoû	12	7	8.30209058	19.5												3					11.1428571
	31-Aoû	4.2	4	7.5994745	3.9	1.2	1.2	0.6	0.6	3							3					0
			0	#NOMBRE!																		#DIV/0!
	03-Sep	1	0	5																		#DIV/0!
2è	05-Sep	9.5	8.4	5	18	3.9	1.2	0.9									2.4					6.78571429
sarclage	09-Sep	0.9	0	32.4607533																		#DIV/0!
	15-Sep	4.3	0	32.4532441																		#DIV/0!
	17-Sep	1.7	0	31.1066551																		#DIV/0!
	18-Sep	0.5	1	30.6602543	3																	0
	22-Sep	4.3	4.4	30.6977937	9.9	1.2	1.5										1.2					0
	25-Sep	6.8	5.5	29.5498505	15	0.9	0.6															0
	29-Sep	0.8	1	27.9710877	3																	0
			0	#NOMBRE!																		#DIV/0!
	09-Oct	13.3	13	28.1955775	31.5	3.6	2.4	1.5														10.7423077

**ANNEXE 4.2 Caractérisation des principaux paramètres :
courbes obtenues et exemple de calcul de la lame ruisselée en utilisant le modèle du
déversoir percé sur les 10 premiers mètres du versant.**

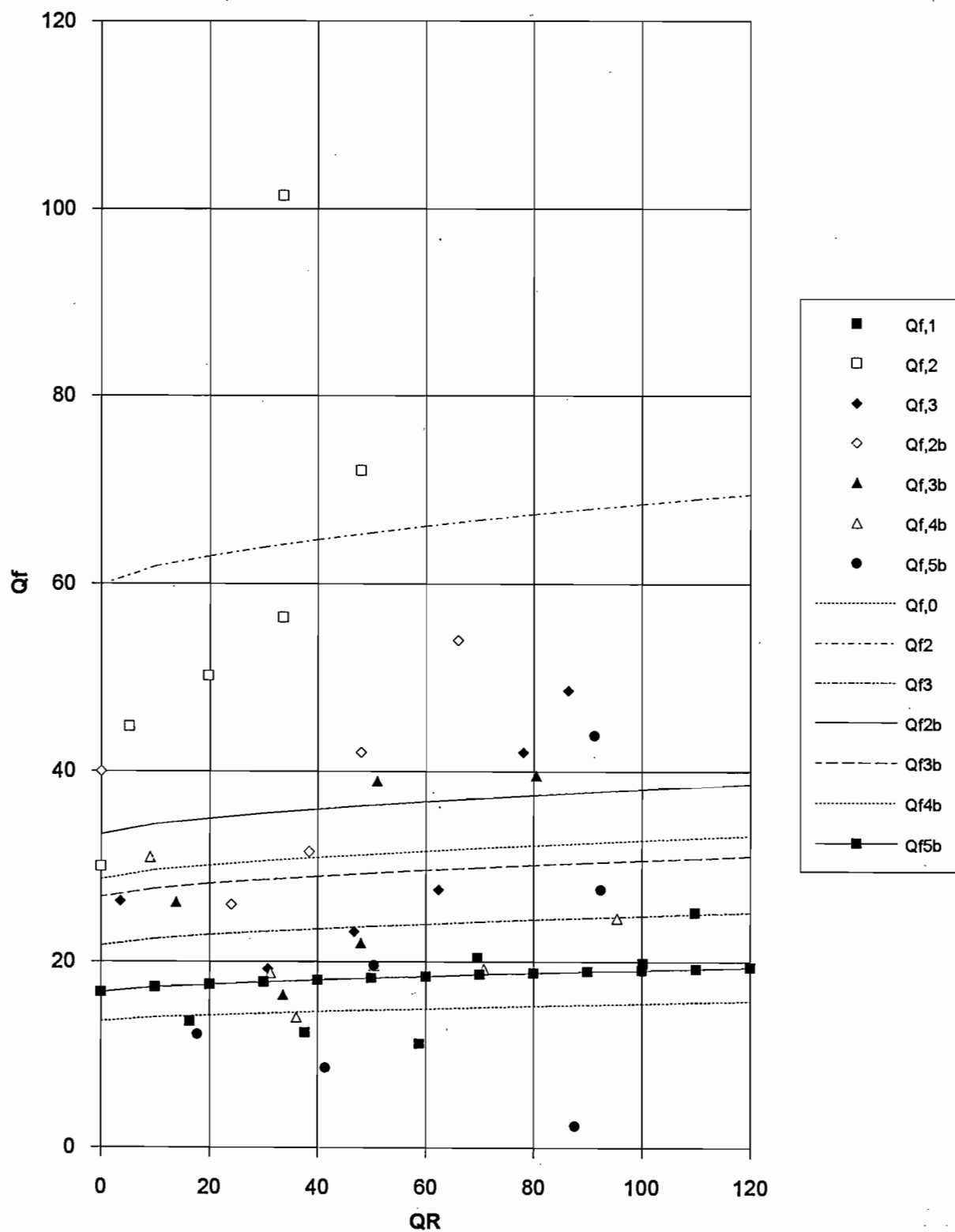
Qf(QR) avec N=5 (triangle)



Qf(QR) avec N=4 (parabole)



Qf(QR) avec N=3 (rectangle classique)



Utilisation du modèle du déversoir percé :																		
Pas de temps de 10 minutes																		
Années sans impluvium			PARCELLE TEMOIN															
Averse du 15/07/90																		
Début : 7h47																		
pluie (mm)																		
(en 10 minutes)																		
intpluie(m/s)																		
Calcul de S _j =																		
Temps (min)																		
S _j																		
H _j (t)																		
q _i (t+dt)																		
q _{r,j} (t+dt)																		
q _{f,j} (t+dt)																		
H _j (t+dt)																		
q _i (t+dt)																		
q _{r,j} (t+dt)																		
q _{f,j} (t+dt)																		
H _j (t+dt)																		
q _i (t+dt)																		
q _{r,j} (t+dt)																		
q _{f,j} (t+dt)																		
N° tronçon																		
1	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.0125	5.8E-06	8.8E-06	8.2E-06	0.00579	1.9E-06	4.1E-07	5.6E-06	
2	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.00283	1.9E-06	0	3.9E-06	
3	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
4	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
5	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
6	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
7	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
8	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
9	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	
10	1.7E-05	0	2.2E-05	0	0	0.01316	1.8E-05	1E-05	8.4E-06	0.01875	5.8E-06	3.1E-05	1E-05	0.01621	1.9E-06	2E-05	9.4E-06	

pluie (mm) (en 10 minutes)		1.26				3.22				0.14				0.98		
intpluie(m/s)		2.1E-06				5.4E-06				2.3E-07				1.6E-06		
Temps (min)		40				50				60				70		
	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)
N° tronçon																
1	0.00331	2.1E-06	1.7E-09	4.2E-06	0.00204	5.4E-06	0	3.3E-06	0.00327	2.3E-07	1.2E-09	4.2E-06	0.00089	1.6E-06	0	2.2E-06
2	0.00185	2.1E-06	0	3.2E-06	0.00122	5.4E-06	0	2.6E-06	0.0029	2.3E-07	0	4E-06	0.00067	1.6E-06	0	1.9E-06
3	0	2.1E-06	0	0	0.00126	5.4E-06	0	2.6E-06	0.00292	2.3E-07	0	4E-06	0.00068	1.6E-06	0	1.9E-06
4	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00395	5.4E-06	2.8E-08	4.6E-06	0.00438	2.3E-07	7.1E-08	4.9E-06	0.00156	1.6E-06	0	2.9E-06
5	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00821	5.4E-06	2E-06	6.7E-06	0.00628	2.3E-07	6.2E-07	5.8E-06	0.0026	1.6E-06	0	3.7E-06
6	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00821	5.4E-06	2E-06	6.7E-06	0.00744	2.3E-07	1.3E-06	6.3E-06	0.00336	1.6E-06	2.5E-09	4.3E-06
7	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00821	5.4E-06	2E-06	6.7E-06	0.00744	2.3E-07	1.3E-06	6.3E-06	0.00378	1.6E-06	1.7E-08	4.5E-06
8	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00821	5.4E-06	2E-06	6.7E-06	0.00744	2.3E-07	1.3E-06	6.3E-06	0.00378	1.6E-06	1.7E-08	4.5E-06
9	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00821	5.4E-06	2E-06	6.7E-06	0.00744	2.3E-07	1.3E-06	6.3E-06	0.00378	1.6E-06	1.7E-08	4.5E-06
10	0.01172	2.1E-06	7.1E-06	8E-06	0.00821	5.4E-06	2E-06	6.7E-06	0.00744	2.3E-07	1.3E-06	6.3E-06	0.00378	1.6E-06	1.7E-08	4.5E-06

pluie (mm)																	
(en 10 minutes)		0.42				0.56				0					0		
intpluie(m/s)		7E-07				9.3E-07				0					0		
Temps (min)		80				90				100					110		
	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	Hj(t+dt)	qi(t+dt)	qr,j(t+dt)	qf,j(t+dt)	
N° tronçon																	
1	0.00056	7E-07	0	1.7E-06	0	9.3E-07	0	0	0.00056	0	0	0	1.7E-06	0	0	0	0
2	0.00051	7E-07	0	1.7E-06	0	9.3E-07	0	0	0.00056	0	0	0	1.7E-06	0	0	0	0
3	0.00051	7E-07	0	1.7E-06	0	9.3E-07	0	0	0.00056	0	0	0	1.7E-06	0	0	0	0
4	0.0008	7E-07	0	2.1E-06	0	9.3E-07	0	0	0.00056	0	0	0	1.7E-06	0	0	0	0
5	0.00133	7E-07	0	2.7E-06	0.00014	9.3E-07	0	8.8E-07	0.00017	0	0	0	9.7E-07	0	0	0	0
6	0.00179	7E-07	0	3.1E-06	0.00034	9.3E-07	0	1.4E-06	8.7E-05	0	0	0	6.8E-07	0	0	0	0
7	0.00204	7E-07	0	3.3E-06	0.00047	9.3E-07	0	1.6E-06	7.5E-05	0	0	0	6.4E-07	0	0	0	0
8	0.00205	7E-07	0	3.3E-06	0.00048	9.3E-07	0	1.6E-06	7.5E-05	0	0	0	6.3E-07	0	0	0	0
9	0.00205	7E-07	0	3.3E-06	0.00048	9.3E-07	0	1.6E-06	7.5E-05	0	0	0	6.3E-07	0	0	0	0
10	0.00205	7E-07	0	3.3E-06	0.00048	9.3E-07	0	1.6E-06	7.5E-05	0	0	0	6.3E-07	0	0	0	0

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE 1

- Tableau 1 : Pluviométries mensuelles en mm. Station climatologique de Bidi-Nayiri région
Tableau 2 : Intensités masimales observées dans la région de BIDI en mm/h et à Paris (Parc Montsouris)
Tableau 3 : Moyennes mensuelles (1985-1989) de l'évaporation de la station de Bidi
Tableau 4 : ETP Penman mesurée à la station de Bidi-Nayiri
Tableau 5 : Groupes socio-ethniques de la population de Bidi
Tableau 6 : Evolution de l'occupation de l'espace sur le territoire de Bidi, en pourcentage de superficie

PARTIE 2

Tableau 7 : Types de pluie

PARTIE 3

Tableau 8 : Surfaces des deux parcelles

LISTE DES FIGURES ET ILLUSTRATIONS

PARTIE 1

Figure 1 : Carte de situation du Burkina Faso

Figure 2 : Cartes de situation de Bidi, la zone d'étude

Figure 3 : Circulation des masses d'air au-dessus du Burkina Faso

Figure 4 : Tendances des précipitations. Moyennes mobiles annuelles à Ouahigouya

Figure 5 : Analyse fréquentielle décadaire des précipitations à Ouahigouya, pour la période 1950-1970 (2 années sur 10) et pour 1971-1987 (2, 5 et 8 années sur 10)

Figure 6 : Deux hyétoigrammes d'averses à Bidi

Figure 7 : Variations annuelles des maxima (max) et des minima (min) de la température de l'air

Figure 8 : Unités du paysage de Bidi

PARTIE 2

Figure 9 : Schéma du mini-simulateur de pluie

Figure 10 : Comparaison des énergies cinétiques des pluies naturelles (Abidjan) et simulées

Figure 11 : Ruissellement sous intensité d'averse constante

Figure 12 : Microparcelle SAM 3

Figure 13a : Relations entre les hauteurs de pluie et les lames ruisselées en saison des pluies

Figure 13b : Relations entre les hauteurs de pluie et les lames ruisselées en saison sèche

Figure 14 : Visualisation du paramètre A en fonction de IK et de ΣPa et modélisation

Figure 15 : Visualisation de la pluie d'imbibition et modélisation

Figure 16 : Lame ruisselée estimée à partir des hauteurs de pluie

Figure 17a : Relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement (saison des pluies)

Figure 17b : Relations entre les intensités de pluie et les intensités de ruissellement (saison sèche)

Figure 18 : Visualisation du coefficient partiel de ruissellement et modélisation

Figure 19 : Visualisation de l'intensité limite du ruissellement

Figure 20 : Lame ruisselée obtenue à partir des intensités de pluie

Figure 21 : Capacité de stockage superficiel

Figure 22 : Evolution de la vitesse d'infiltration au cours de la simulation en saison des pluies

Figure 23 : Evolution de la vitesse d'infiltration au cours de la simulation de pluies en saison sèche

Figure 24 : Evolution de la lame infiltrée en fonction du temps en saison des pluies

Figure 25 : Infiltration : variation de la lame infiltrée et de l'intensité d'infiltration en fonction du temps d'après HILLEL (1974)

Figure 26 : Localisation du site de haut de pente (par rapport à SAM 3)

Figure 27 : Courbes d'infiltration en fonction du temps

Figure 28 : Profils hydriques pendant le drainage interne sur SAM 3

Figure 29 : Evolution des humidités au cours du ressuyage suite au drainage interne sur SAM 3

Figure 30 : Conductivité hydraulique en fonction de la teneur volumique en eau sur SAM 3

Figure 31 : Succion capillaire en fonction de la teneur volumique en eau sur SAM 3

Figure 32 : Schématisation du ressuyage sur SAM 3

Figure 33 : Evolution de la profondeur racinaire du mil

Figure 33(a) : Evolutions comparées de IK et teta

Figure 33(b) : Evolutions comparées de teta et IK

PARTIE 3

- Figure 34 : Plan d'ensemble du dispositif expérimental de Samniweogo
- Figure 35 : Parcelle témoin sans impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile
- Figure 36 : Parcelle témoin sans impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées
- Figure 37 : Parcelle témoin sans impluvium : lien avec l'état de surface et la simulation de pluie
- Figure 38 : Parcelle aménagée sans impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile
- Figure 39 : Parcelle aménagée sans impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées
- Figure 40 : Schématisation de l'effet des cordons pierreux
- Figure 41 : Parcelle aménagée sans impluvium : lien avec l'état de surface et la simulation de pluie
- Figure 42 : Comparaison entre les parcelles aménagée et témoin sans l'impluvium
- Figure 43 : Parcelle témoin avec impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile
- Figure 44 : Parcelle témoin avec impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées
- Figure 45 : Parcelle témoin avec impluvium : lien avec l'état de surface et la simulation de pluie
- Figure 46 : Parcelle aménagée avec impluvium : relation entre la lame ruisselée et la pluie utile
- Figure 47 : Parcelle aménagée avec impluvium : relation entre lames ruisselées calculées et observées
- Figure 48 : Parcelle aménagée avec impluvium : lien avec l'état de surface et la simulation de pluie
- Figure 49 : Comparaison entre les parcelles témoin et aménagée avec l'impluvium
- Figure 50 : Gain en ruissellement dû à l'impluvium sur les parcelles témoin et aménagée
- Figure 51 : Schéma du déversoir percé
- Figure 52 : Variation de S_o en fonction de la somme des pluies antérieures
- Figure 53 : Parcelle témoin : hydrogramme de crue pour l'averse du 02/08/88
- Figure 54 : Parcelle témoin : débits ruisselés en fonction du temps pour l'averse du 02/08/88 calculés avec un pas de temps de 10 minutes
- Figure 55 : Parcelle témoin : débits ruisselés en fonction du temps pour l'averse du 02/08/88 calculés avec un pas de temps valant une minute
- Figure 56 : Parcelle témoin : débits ruisselés en fonction du temps pour l'averse du 02/08/88 calculés avec un pas de temps de 30 secondes

GLOSSAIRE

C_1, C_2, C_3	: constantes caractéristiques de la relation $Q_{f,o}$ (Q_R) pour une parcelle
(dH/dz)	: gradient hydraulique
$D_m(t)$: détente superficielle utilisable à l'instant t
EP	: demande climatique (évaporation)
E_{pc}	: demande climatique d'une culture
ETP	: évapotranspiration potentielle
ETM	: évapotranspiration maximale
ETR ou ET	: évapotranspiration réelle
$F(t)$: intensité d'infiltration à l'instant t
F_n	: intensité minimale d'infiltration
g	: constante gravitationnelle (accélération de la pesanteur)
h	: pression effective de l'eau
H	: charge hydraulique
i	: numéro d'ordre de l'averse dans le modèle du déversoir percé
I_l	: intensité de pluie limite de ruissellement
$I(t)$: intensité de pluie à l'instant t
IK	: indice d'humectation des sols
j	: abscisse le long de la pente
K_1, K_2	: constantes dans la formule du déversoir
K	: conductivité hydraulique
k_i	: rapport entre $Q_{f,i}$ et $Q_{f,o}$
kr	: perméabilité relative
l	: longueur de la parcelle
N	: exposant dans la formule du déversoir
L_i ou $LI(t)$: lame infiltrée à l'instant t
L_r ou $LR(t)$: lame ruisselée à l'instant t
$P_{atm}, P_w...$: pression de l'air atmosphérique, de l'eau ...
P' ou $P_u(t)$: hauteur de pluie utile à l'instant t
P_i	: pluie d'imbibition
P_{is}	: pluie d'imbibition sur sol sec
q	: flux
Q_f	: débit infiltré sur la parcelle
$Q_{f,o}$: débit infiltré moyen sur la parcelle, correspondant aux différentes averses
q_f	: débit sortant par l'orifice de fuite du modèle du déversoir
Q_I	: débit de pluie
Q_R	: débit ruisselé sur la parcelle
q_R	: débit sortant du déversoir dans le modèle
S_o	: section de l'orifice de fuite dans le modèle
S_p	: superficie de la parcelle, et section de la cuve dans le modèle du déversoir
R_c	: résistance de la croûte
$R(t)$: intensité du ruissellement à l'instant t
R_x	: intensité maximale de ruissellement
$S(t)$: lame stockée en surface à l'instant t
Ψ	: succion matricielle
ΣPa ou SPa	: somme des pluies antérieures depuis le dernier sarclage
θ	: teneur volumique en eau
ρ	: masse volumique
μ	: viscosité dynamique
Z	: niveau de la lame d'eau dans le modèle de BADER
Z_L	: cote du seuil du déversoir percé

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Atlas de la Haute-Volta, 1975. Editions Jeune Afrique, Paris 1975, 47p.

ALBERGEL 1987. Genèse et prédétermination des crues au Burkina Faso. Thèse de l'université Paris VI, ORSTOM, 1988, 341p

ALBERGEL J., LAMACHERE J.-M. L'Afrique de l'Ouest du 10^e au 15^e parallèle in Mise en valeur agricole des bas-fonds du Sahel, pp 31-42

ASSELIN J., VALENTIN C., 1978. Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, 1978, vol XV, 4, pp 321-349.

BACYE B., 1993. Influence des systèmes de culture sur l'évolution du statut organique et minéral des sols ferrugineux et hydromorphes de la zone soudano-sahélienne (province du Yatenga, Burkina Faso). Thèse de l'université d'Aix-Marseille III, 243p.

BADER J.-C., 1990. Extrapolation de mesures ponctuelles de ruissellement à l'échelle d'un versant homogène. ORSTOM, Centre de Lomé, mars 1990, 57p.

CASENAVE A., 1982. Le mini-simulateur de pluie. Conditions d'utilisation et principes de l'interprétation des mesures. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, 1982, XIX, volume 4, pp209-227.

CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Editions de l'ORSTOM, Didactiques, Paris 1989, 230p

CHEVALLIER P., 1983. L'indice des précipitations antérieures. Evaluation de l'humectation des sols des bassins versants représentatifs. Cahiers ORSTOM, série Hydrologie, 1983, volume XX, n°3 et 4, pp 179-189.

ESTEVE M., LAMACHERE J.-M., 1994. L'utilisation des nouvelles technologies en hydrologie. Application à la prédétermination des lames ruisselées et des hydrogrammes des crues de fréquence décennale. Rapport scientifique ORSTOM, 160p.

GRISOLLET H., 1948. Etude des averses orageuses de la région parisienne. *La Météorologie*, 1948, n°11, pp175-195.

GROUZIS M., 1987. Structure, productivité et dynamique des systèmes écologiques sahéliens (Mare d'Oursi, Burkina Faso). Thèse d'Etat. Université Paris Sud, 336p.

GUILLET F., 1991. Etude de la modélisation hydro-pédologique d'un bassin versant de la zone sahélo-soudanienne au Burkina Faso (utilisation du modèle SOURCE). Thèse de l'Université Paris VI, 226p + annexes.

HILLEL D., 1974. L'eau et le sol, principes et processus physiques. LEUVEN, Paris, Bruxelles, 288p.

HORTON R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Amer. Geophys. Un. 14, pp 446-460.

IZARD M., 1985. Le Yatenga précolonial. Un ancien royaume du Burkina. Ed. Karthale, 163p.

- LAFFORGUE A., 1977. Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. Application à une exploitation méthodique des données obtenues sous pluies simulées. *Cahiers ORSTOM, Série Hydrologie*, 1977, vol. XIV, n°4, pp 229-344.
- LAFFORGUE A., CASENAVE A., 1980. Derniers résultats obtenus en zone tropicale sur les modalités de transfert pluie-débit par l'emploi de simulateurs de pluie. *La Houille Blanche*, n°4-5, pp 243-249.
- LAMACHERE J.-M., 1991. Aptitude au ruissellement et à l'infiltration d'un sol sableux fin après sarclage. IN *Soil Water Balance in the Sudano Sahelian Zone. Proceedings of the Niamey Workshop*, Février 1994, IAHS Publ. n° 199, 1991.
- LAMACHERE J.-M., 1993. Programme de recherche. Caractérisation et modélisation du fonctionnement des hydrosystèmes naturels et anthropisés dans la région de Bidi. Province du Yatenga. Burkina Faso. Observations pluviométriques aux postes de Bidi-Nayiri et Bidi-Samniwéogo sur la période 1985-1992. ORSTOM, Ouagadougou 1993, 57p.
- LAMACHERE J.-M., SERPANTIE G., 1988. Aridification du climat subsahélien : conséquences de trois méthodes d'amélioration des bilans hydriques aux champs pour une culture pluviale. ORSTOM, Ouagadougou, 1988, 39p, multigr.
- MARCESSE J., 1967. Détermination in situ de la capacité de rétention d'un sol au moyen de l'humidimètre neutronique. CEA-FAO, Istanbul 06/1967, 6p.
- MERSADIER G., 1985. Rapport intermédiaire. ORSTOM multigr.
- MIETTON M., 1988. Dynamique de l'interface lithosphère-atmosphère au Burkina Faso. L'érosion en zone de savane. Thèse d'Etat. Université de Grenoble I, 511p.
- MOREL SEYTOUX H.J., 1981. Application of infiltration theory for the determination of excess rainfall hyetograph. *Water resources bulletin*, pp 1012-1022.
- NAGUMO F., 1992. Pedological environment and agroecological system of the Sudano-Sahelian zone in Niger, West Africa. Thesis for Master Course. Graduate School of environment science, Hokkaido University.
- RICHARDS S.J., 1965. Physical conditions of water in soil, chap 8, in C.A. BACK et al (eds.). *Methods of soil analysis, Part. I*, Academic press, New York; 770p.
- RUBIN M., 1966. Theory of rainfall uptake by soils initially dryer than their field capacity and its applications. *Water Resources Research*, Vol 2, pp 739-749.
- SCHMIDT F., MOUTONNET P., 1988. Analyse de l'erreur d'étalonnage d'une sonde de mesure neutronique de l'humidité des sols. *Bulletin du Groupe Français d'humidimétrie neutronique et des techniques associées*, n°18, novembre 1988, pp 55-79.
- SERPANTIE G., MERSADIER G., TEZENAS DU MONTSSEL L., 1985. La dynamique des rapports agriculture-élevage en zone soudano-sahélienne du Burkina Faso : diminution des ressources, organisation collective et stratégies d'éleveurs paysans au Nord Yatenga, ORSTOM, Ouagadougou, 17p, multigr.

SERPANTIE G., MERSADIER G., TEZENAS DU MONTSEL L., 1987. Transformations d'un système agropastoral soudano-sahélien (Bidi, Nord Yatenga, Burkina Faso). ORSTOM, Ouagadougou, 19p, multigr.

SERPANTIE G., VALENTIN C., TEZENAS DU MONTSEL L., 1988. La dynamique des états de surface d'un territoire agropastoral subsahélien sous aridification : conséquences pour les systèmes de production; ORSTOM, Ouagadougou, 1988, 29p. multigr.

SIVAKUMAR M.V.K., WALLACE J.S., 1991. Soil water balance in the Sudano-Sahélian zone : need, relevance and objectives of the workshop. (Proceedings of the Niamey Workshop). Février 1991, IAHS Publications n° 199.

THEBE B., 1993. Approche de la relation pluie-débit sur petits bassins versants. Utilisation de la méthode du mini-simulateur de pluie. DEA national de l'eau- Camp terrain, novembre 1993, 42p.

TRAORE A., 1991. Erosion et lutte anti-érosive sur parcelles de cultures dans la région de Bidi (Burkina Faso). Mémoire de maîtrise. Université de Ouagadougou. (1990-1991).123p.

TOUMA J., BOIVIN P., 1988. Mesure de l'infiltrabilité du sol par la méthode du double anneau. *Cahiers ORSTOM, série Pédologie*, 1988, vol XXIV, n°1, pp 27-37.

VACHAUD G., 1985. Intervention orale. Journées hydrologiques de Montpellier. Colloques et séminaires. Editions de l'ORSTOM, 200p.

VALENTIN C., 1981. Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions subdésertiques (Agadez-Niger). Dynamique et conséquences sur l'économie en eau. Thèse 3è cycle. Université Paris VII. Etudes et Thèses. ORSTOM, 1985, 259p.

VAUCLIN M., 1994. Hydropédologie. Cours pour le DEA d'Hydrologie. 1993-1997, photocopié