

CARACTÉRISATION HYDRODYNAMIQUE *IN SITU* DE SOLS ENCROUTÉS

J-P. VANDERVAERE¹, R. ANGULO JARAMILLO¹, C. PEUGEOT^{1,2}, M. VAUCLIN¹

RÉSUMÉ

Durant un épisode pluvieux, le partage entre eaux d'infiltration et de ruissellement dans un sol encroûté dépend des propriétés hydrodynamiques du système sol-croûte. Une méthode fondée sur l'utilisation simultanée d'infiltromètres à pression contrôlée et de microtensiomètres est proposée pour la détermination *in situ* de la conductivité hydraulique et de la sorptivité capillaire proches de la saturation. Cette méthode repose sur la mesure du flux transitoire d'infiltration à la surface du sol, pour des potentiels imposés variant entre -110 et -10 mm de colonne d'eau. Le microtensiomètre, placé horizontalement dans le sol à l'interface croûte-sol, est utilisé pour limiter l'analyse de l'infiltration à la croûte seule. Des résultats sont présentés pour des sols caractéristiques des différentes parcelles du site Central-Est de l'expérience Hapex-Sahel : WABs mil et jachère et brousse tigrée. Sur les sols de jachère, la méthode transitoire s'est avérée consistante avec les résultats de l'infiltrométrie classique fondée sur l'analyse du régime permanent. Dans le cas de la brousse tigrée, le contraste de conductivité hydraulique à saturation entre croûte et sol sous-jacent varie de 2 à 6.

Les résultats obtenus pourront servir de base à une modélisation des transferts en vue de la prévision du temps d'apparition du ruissellement et de la quantification des lames ruisselées.

¹LTHE, Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement (CNRS URA 1512, INPG, UJF) BP 53, 38041 Grenoble cedex 9, France.

²Orstom, Laboratoire d'Hydrologie, BP 5042, 34032 Montpellier cedex, France.

INTRODUCTION

En vue d'une modélisation des transferts hydriques entre biosphère et atmosphère, la connaissance des termes du bilan passe par celle des propriétés hydrodynamiques du sol et, en particulier, à la relation liant la conductivité hydraulique *non-saturé*, K , à l'une des grandeurs suivantes : le potentiel matriciel, h , ou la teneur volumique en eau.

Des valeurs de K peuvent être obtenues, au voisinage de la saturation, grâce à des essais d'infiltration réalisés *in situ* au moyen d'infiltromètres à potentiel contrôlé (PERROUX et WHITE, 1988). Cette technique de terrain, peu coûteuse, présente un avantage certain sur les méthodes de laboratoire dans le cas de sols difficilement transportables, notamment fragiles ou cultivés. Plus récente que celle du drainage interne, elle nécessite moins d'eau et est beaucoup plus rapide à mettre en œuvre. C'est une méthode adaptée à la couverture de vastes surfaces et à l'étude de la variabilité spatiale des processus d'infiltration. Enfin, elle ne perturbe pratiquement pas le milieu. D'un emploi désormais largement répandu, son principe repose sur l'utilisation des propriétés de l'infiltration tridimensionnelle axisymétrique et sur l'obtention d'un régime permanent quand celui-ci peut être atteint en un temps acceptable (il varie typiquement et suivant les sols, de l'ordre de l'heure pour un sable jusqu'à plusieurs semaines pour certaines argiles).

En faisant l'hypothèse d'une relation de type exponentiel entre K et h (GARDNER, 1958) :

$$K = K_s \exp(\alpha h) \quad (1)$$

où K_s représente la conductivité à saturation, WOODING (1968) a établi une formulation analytique simple permettant d'exprimer le flux surfacique d'infiltration en régime permanent, q , comme la somme de deux termes :

$$q(h_f) = K(h_f) + \frac{4\Phi(h_f)}{\pi r} \quad (2)$$

où h_f est le potentiel appliqué à la surface, r , le rayon du disque et Φ est le potentiel de Kirchhoff défini par :

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

où l'indice i fait référence aux conditions initiales et l'indice f aux conditions finales (cette convention sera conservée dans la suite).

La conductivité hydraulique peut alors être obtenue moyennant l'emploi, soit de disques de rayons différents [méthode TRIMS (Triple Ring Infiltrometers at Multiple Suctions), SCOTTER *et al.*, 1982 ; THONY *et al.*, 1991 ; VAUCLIN et CHOPART, 1992], soit de plusieurs potentiels appliqués (REYNOLDS et ELRICK, 1991 ; ANKENY *et al.*, 1991). Toutefois, les conditions, assez peu réalistes dans

l'absolu, d'utilisation de cette équation (sol homogène et isotrope, humidité initiale uniforme) doivent inciter l'expérimentateur à une certaine prudence et, en tout état de cause, à une attitude critique face aux résultats obtenus.

Dans le cadre de l'expérience Hapex-Sahel (GOUTORBE *et al.*, 1994), le principal obstacle à l'utilisation de l'infiltrométrie résidait dans l'existence de croûtes de surface, caractéristiques des sols sahéliens, et dont l'importance en termes de facteur de ruissellement a été soulignée par de nombreux auteurs (HOOGMOED et STROOSNIJDER, 1984 ; CASENAVE et VALENTIN, 1989). Les méthodes classiques d'analyse des essais d'infiltration se sont avérées inadéquates sur les sols encroûtés, conduisant dans la plupart des cas à des valeurs aberrantes ou inexploitable. Ceci nous a conduit à développer une méthodologie particulière, fondée sur l'emploi d'un microtensiomètre placé à l'interface sol-croûte et sur l'analyse du régime transitoire d'infiltration.

THÉORIE

Alors que l'infiltration monodimensionnelle est aujourd'hui bien comprise et modélisée, il n'existait pas, jusqu'à un passé récent, d'analyse théorique pour l'infiltration bi ou tri-dimensionnelle, même en régime permanent, qui s'affranchisse d'hypothèses restrictives sur la relation conductivité-potential telles que (1). Les limitations citées plus haut, liées à l'emploi de la solution de WOODING, l'attente parfois longue du régime permanent, ainsi que le constat qu'une grande partie de l'information était perdue pendant la phase transitoire, ont conduit plusieurs auteurs (WARRICK, 1992, d'une part ; SMETTEM *et al.*, 1994 et HAVERKAMP *et al.*, 1994, d'autre part) à rechercher une formulation analytique apte à exprimer le volume infiltré axisymétrique en fonction du temps. Ces deux formulations, les seules à notre connaissance, ont en commun le fait de montrer que, par rapport à un écoulement monodimensionnel, la perturbation due au caractère axisymétrique de l'infiltration est proportionnelle au temps. Ainsi, la solution monodimensionnelle de PHILIP (1957) :

$$I_{1D} = S\sqrt{t} + At \quad (4)$$

où S est la sorptivité capillaire, se trouve t-elle modifiée par l'ajout d'un terme supplémentaire, B , qui dépend de r , de S et de $\Delta = \theta_f - \theta_i$:

$$I_{3D} = S\sqrt{t} + (A+B)t \quad (5)$$

La sorptivité peut être déterminée, dans l'un ou l'autre des cas (4) ou (5), par ajustement sur les données de terrain (I, t) (BRISTOW et SAVAGE, 1987), ou, comme suggéré par SMILES et KNIGHT (1976), comme étant l'ordonnée à l'origine de la droite :

$$\frac{I}{\sqrt{t}} = S + (A+B)\sqrt{t} \quad (6)$$

en portant \sqrt{t} en abscisse. Cette technique simple et largement utilisée présente néanmoins un inconvénient majeur dû à la perturbation des valeurs de I par la couche de sable de contact qu'il est nécessaire d'interposer entre le sol et l'appareillage. Une mauvaise linéarité de la droite théorique (6) peut compromettre toute estimation fiable de S , ce qui se produit d'autant plus souvent que le contraste est marqué entre le sable et le sol. Plutôt que de travailler sur les données cumulées, il est ainsi préférable de différencier les valeurs de I par rapport à la racine carrée du temps :

$$\frac{\Delta I}{\Delta \sqrt{t}} \approx \frac{\partial I}{\partial \sqrt{t}} = S + 2(A+B)\sqrt{t} \quad (7)$$

ce qui permet de discerner et d'éliminer l'influence du sable de contact.

La sorptivité capillaire, qui rend compte de la capacité d'un sol à absorber l'eau par capillarité, est la variable qui pilote l'infiltration durant la phase initiale. Pour certains sols, elle peut être, en lieu et place de la conductivité, la propriété la plus importante à déterminer pour décrire leur infiltrabilité (VAUCLIN et CHOPART, 1992). Sa valeur dépend des conditions de potentiel imposées à la surface et, dans une moindre mesure, des conditions initiales. Bien que son expression analytique exacte ne soit pas connue, de nombreuses tentatives ont vu le jour [une synthèse pourra être trouvée dans KUTILEK et VALENTOVA (1986)] afin d'en obtenir une approximation acceptable en fonction des autres variables (θ , h , K). Cependant, WHITE et SULLY (1987) ont pu montrer que la sorptivité pouvait être reliée au potentiel de Kirchhoff par une relation simple :

$$\Phi(h_f) = \frac{bS^2(h_f)}{(\theta_f - \theta_i)} \quad (8)$$

où b est un facteur de forme de la diffusivité capillaire, borné par $1/2$ et $\pi/4$. Une valeur intermédiaire de $0,55$ peut être raisonnablement employée pour la plupart des sols (SMETTEM et CLOTHIER, 1989).

WHITE et PERROUX (1989) ont les premiers émis l'idée que la conductivité hydraulique pouvait être déduite des mesures de sorptivité effectuées à différents potentiels. En effet, d'après (3), K peut être obtenue par simple dérivation du potentiel de Kirchhoff par rapport au potentiel imposé (SMILES et HARVEY, 1973) :

$$\frac{\partial \Phi}{\partial h_f} = K_f - K_i \quad (9)$$

où K_i est négligeable, sauf si l'on opère à des conditions initiales très humides.

Bien que toute forme analytique puisse être *a priori* ajustée sur les valeurs de Φ obtenues par (8), il semble raisonnable de retenir la forme exponentielle (1), ne serait-ce que pour sa commodité d'intégration. On obtient ainsi :

$$\Phi(h) = \frac{K_s}{\alpha} \exp(\alpha h) \quad (10)$$

qui peut être ajustée sur les couples (Φ, h) expérimentaux pour une estimation des paramètres K_s et α . De plus, cette expression utilise un paramètre de forme, α , auquel un sens physique peut être donné (PHILIP, 1987). Il est en effet possible de déterminer un rayon de pore caractéristique, λ_m , par application simple des lois de la capillarité :

$$\lambda_m = \frac{\sigma\alpha}{\rho g} \quad (11)$$

où σ est la tension superficielle de l'eau, ρ , sa masse volumique et g , l'accélération de la pesanteur.

La connaissance simultanée de la sorptivité et de la conductivité permet enfin de calculer le temps, t_{grav} , à partir duquel la gravité l'emporte sur les forces de capillarité par (PHILIP, 1969) :

$$t_{grav} = \left(\frac{S}{K} \right)^2 \quad (12)$$

Variant de l'ordre de l'heure, pour un sable, jusqu'à plusieurs semaines, pour certaines argiles, son ordre de grandeur permet de déterminer qui, de la sorptivité ou de la conductivité, est le paramètre prépondérant de l'infiltration. Pour des valeurs élevées de t_{grav} , l'équation (4) donnant la lame infiltrée au cours du temps peut être, pendant un temps sensiblement inférieur à t_{grav} , ramenée à son seul premier terme :

$$I_{1D} = S\sqrt{t} \quad (13)$$

Il est alors possible, en se ramenant au cas d'une infiltration monodimensionnelle conduite par capillarité, d'obtenir une estimation indépendante de la sorptivité grâce au temps de réponse du tensiomètre, à sa profondeur et à la mesure du front latéral qui permet d'établir un *ratio* infiltration monodimensionnelle/totale moyennant une hypothèse sur la forme du profil. Le volume total infiltré peut alors être décomposé en :

$$I = I_s + I_{1D} + I_{lat} \quad (14)$$

où I_s est la lame d'eau infiltrée dans la couche de sable de contact et I_{lat} est la lame d'eau due à l'effet de bord. L'estimation de S par les équations (13) et (14), assez peu précise, permet néanmoins de vérifier l'absence de biais dans les valeurs obtenues par l'équation (7), mais aussi et surtout de détecter l'existence éventuelle d'un plan de clivage, obstacle à l'infiltration, à l'interface croûte-sol.

À cause des difficultés traditionnellement rencontrées lors des mesures de S sur le terrain (dues en particulier à la présence de la couche de contact), peu de travaux fondés sur cette méthodologie ont été publiés. La variabilité spatiale de S (TALSMA, 1969 ; SHARMA *et al.*, 1980) peut obliger à un nombre élevé de répétitions tandis que l'estimation de Φ par le carré de la sorptivité rend inhérente à la méthode une sensibilité qui conduit à préférer, quand elles sont possibles, les

techniques *classiques* reposant sur l'obtention du régime permanent. À notre connaissance, seuls COOK et BROEREN (1994) ont comparé, sur un même jeu de données, des valeurs de conductivité issues des méthodes classiques avec celles dérivées de mesures de sorptivité, faisant apparaître des résultats consistants. Néanmoins, une validation de cette dernière technique sur des sols non-encroûtés (mil, jachère), pour lesquels la comparaison était à nouveau possible, nous est apparue souhaitable.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

Les essais d'infiltration ont été menés, pendant les saisons 92 et 93, avec des infiltromètres TRIMS de rayons 125 et 40 mm. Afin de surveiller la réponse du milieu à l'arrivée du front d'infiltration, un microtensiomètre, formé d'une céramique poreuse (longueur 20 mm, diamètre 2,2 mm) collée à du capillaire semi-rigide, a été placé horizontalement sous le disque à une profondeur variable suivant le type de sol (d'environ 1 cm pour les sols encroûtés à 5 cm pour les sols sableux). Le signal tensiométrique est traduit en tension par un capteur différentiel à 1 Bar (Data Instruments, Lexington, MA, USA).

Sur les champs de mil et sur les zones de jachère, caractérisés par un sol sableux à 85 %, les essais ont pu être menés jusqu'à obtention du régime permanent, permettant la comparaison des méthodes classiques d'analyse avec la méthode transitoire. Tandis que les essais mil ont été faits entre les pieds de culture, les essais jachère ont été réalisés en décantant environ 1 cm de sol et en coupant les herbacées tout en laissant leurs racines en place. Les essais TRIMS (condition limite de surface fixe) ont été effectués aux potentiels $h_f = -10, -40, -70$ et -100 mm, avec 3 répétitions pour chacun des deux disques, soit un total de 48 essais. Des essais à pression variable (REYNOLDS et ELRICK, 1991 ; ANKENY *et al.*, 1991), méthodes plus sensibles mais présentant l'avantage de réduire les effets de la variabilité spatiale à l'échelle locale de la surface de mesure, ont également été réalisés pour vérifier la cohérence des méthodes entre elles. Enfin, la sorptivité a été déterminée pour confronter la méthode transitoire avec les méthodes classiques.

La brousse tigrée qui recouvre les plateaux latéritiques est caractérisée par un sol sablo-limono-argileux, peu perméable, conduisant à un ruissellement important renforcé par un fort encroûtement de surface. Lors des essais TRIMS (saison 93), pour lesquels seule la méthode transitoire a été retenue, deux types de croûtes ont été choisis, les croûtes structurales (ST) et les croûtes de décantation (DEC), pour leur représentativité spatiale et leur facilité d'identification. Les premières se situent dans la zone aval des bandes de végétation et sont formées par l'impact des gouttes de pluie qui, par un effet de tamis, concentrent les éléments les plus fins à la base tandis que les sables les recouvrent. Des gravillons sont fréquemment inclus à la surface de la structure. Les croûtes DEC, abondantes dans les

zones d'accumulation d'eau, en amont des bandes de végétation, sont formées par sédimentation des particules dans un liquide au repos, ce qui localise les éléments fins en surface et les éléments grossiers à la base (une description très complète pourra être trouvée dans CASENAVE et VALENTIN, 1989). Des essais ont été également menés sur le sol sous-jacent, après décapage de l'horizon supérieur, dans le but de mesurer le contraste de conductivité entre croûte et sol. L'humidité initiale était, pour la plupart des essais brousse tigrée, de l'ordre de 1 % gravimétrique.

Pour des raisons de temps, le microtensiomètre n'a été installé que pour les essais réalisés avec le grand disque ($r = 125$ mm), la perturbation du sol étant moindre (la surface couverte est 10 fois supérieure) et l'estimation de S étant beaucoup moins précise avec le petit disque (l'estimation de l'ordonnée à l'origine de la droite (7) est rendue sensible par une pente accrue). En raison de leur fragilité, le microtensiomètre ne peut être installé sous les croûtes, en conditions sèches, à un centimètre de profondeur, sans le risque d'une perturbation importante du milieu (décollement, fracture, fissuration notamment). Aussi est-il nécessaire de forer le sol progressivement, à l'aide d'une mèche, avec de légers apports d'eau successifs (de l'ordre du cm^3 au total, avec une seringue). L'installation du microtensiomètre et l'essai d'infiltration sont réalisés le lendemain après que le sol ait séché. La bougie poreuse est placée à un centimètre de profondeur environ, à mi-chemin du centre et du bord du disque. La quantité de sable de contact interposé entre le disque et le sol est mesurée afin de fournir une aide à l'analyse des premiers instants de l'essai (elle permet de connaître la quantité d'eau I_s qui ne doit pas être prise en compte). Pendant l'essai, la réponse tensiométrique $h(t)$ à l'arrivée du front (arbitrairement défini par le maximum de dh/dt), généralement assez marquée ce qui rend sa détection aisée, permet de limiter l'analyse de l'infiltration à la partie correspondant à la croûte seule. Lors du passage du front vertical, une mesure de l'avancée du front latéral est également faite, si la tache de surface est suffisamment nette, dans le but d'estimer le *ratio* infiltration monodimensionnelle/totale [voir équation (14)].

Après l'essai d'infiltration, des prélèvements de sol remanié sont effectués à plusieurs profondeurs afin de déterminer l'humidité gravimétrique finale. Pour comparer l'humidité de la croûte avec celle du sol sous-jacent, les essais sont prolongés après le passage du front (cette partie ne participant pas à l'analyse), au moins jusqu'à la stabilisation du signal tensiométrique. N'ayant pu faire, jusqu'à présent, de mesures de densité sèche des croûtes, la teneur volumique en eau [voir équation (8)] a été calculée moyennant l'hypothèse d'une densité 1,8. L'imprécision ainsi engendrée apparaît cependant faible devant d'autres sources d'erreur.

Au total, 59 essais (grand disque) ont été effectués sur la brousse tigrée dont, 20 sur les croûtes ST, 23 sur les croûtes DEC et 16 sur sol sous-jacent (horizon supérieur décapé).

RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

SOLS HOMOGÈNES : JACHÈRE ET MIL

Les cultures de mil et les zones de jachère sont réparties, sur des sols essentiellement sableux, partout sur le site Central-Est à l'exception des plateaux rocheux. Elles constituent donc l'essentiel de la couverture spatiale et leur caractérisation hydrodynamique est essentielle pour le modélisateur.

La figure 1 montre la bonne consistance de l'ensemble des méthodes pour la jachère. Une rupture de pente apparaît assez nettement vers -20 mm de pression, caractéristique d'un changement de taille de pore actif, cet effet pouvant être attribué à la présence des racines de la strate herbacée. La méthode transitoire, utilisant une exponentielle unique pour l'ensemble de la gamme de potentiels couverte, ne peut faire apparaître cette cassure et lisse les irrégularités en une fonction moyenne acceptable.

Dans le cas du mil, en revanche, autant les résultats des méthodes classiques se montrent cohérents, autant la méthode transitoire s'avère inadéquate. En effet, la forte variabilité spatiale des valeurs de sorptivité (déjà visible dans la dispersion des valeurs de flux en régime permanent) domine les effets dûs aux différents potentiels appliqués. La fonction $\Phi(h)$ présente l'aspect d'un nuage de points dont on ne peut estimer la pente. Ceci peut être attribué à l'influence anthropique, le sol étant fortement remanié par la houe dans les zones récemment travaillées. La méthode transitoire s'avère par conséquent trop sensible dans le cas des sols à forte variabilité spatiale, à moins d'un nombre élevé de répétitions qui rend son emploi coûteux en temps.

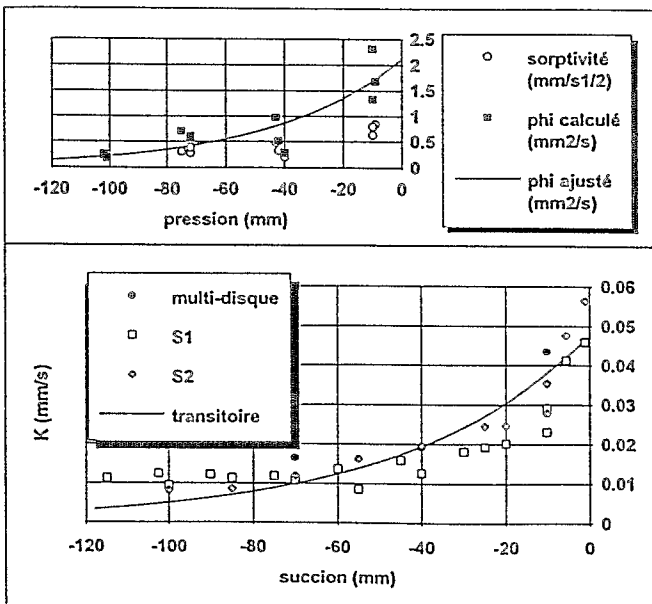
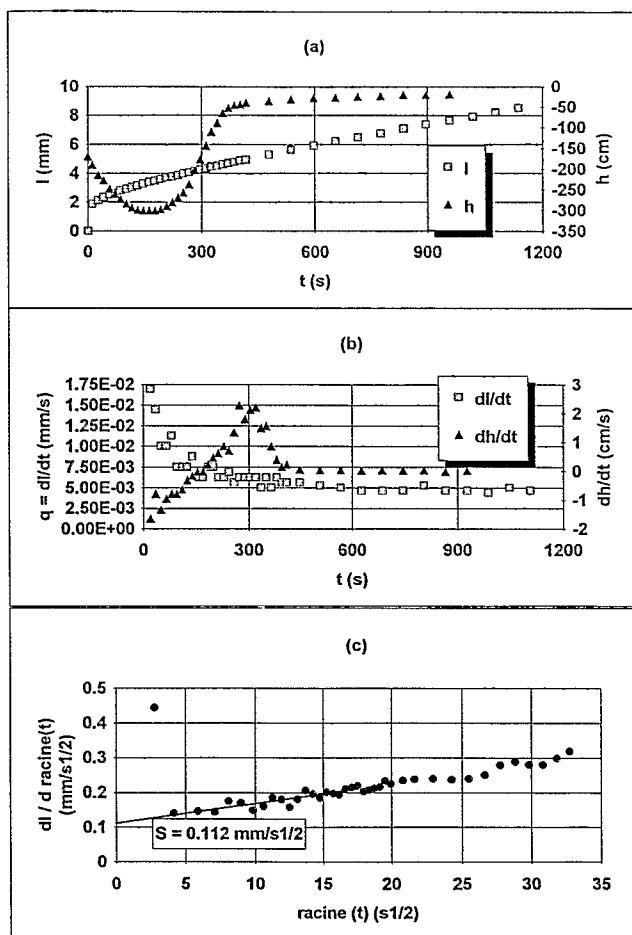


Figure 1 :

Jachère : sorptivité et potentiel de Kirchhoff (en haut) et conductivités (en bas) en fonction de la pression imposée.

SOLS ENCROUTÉS : BROUSSE TIGRÉE

La figure 2 montre, pour un essai typique à -10 mm, sur une croûte ST, la courbe d'infiltration cumulée et l'évolution de la pression dans le sol (a), leurs dérivées par rapport au temps (b) et la droite servant à déterminer S (c). Sur la figure 3 qui correspond à un essai à -100 mm, on remarquera le passage plus diffus du front d'infiltration (a), le flux plus faible (b) et la nette influence de la couche de contact pendant les premiers instants (c). À cause de l'infiltration initiale dans cette couche de sable, les premiers couples de points ne doivent pas être pris en compte dans l'analyse. Seule la dérivation par rapport à la racine carrée du temps (figure 3c) permet de faire apparaître clairement cet effet. Néanmoins, pour un certain nombre d'essais (35 %), l'absence d'une linéarité nette ne permet pas la détermination de S sans ambiguïté.

**Figure 2 :**

Essai TRIMS à -10 mm sur croûte ST : (a) lame infiltrée et potentiel dans le sol ;
 (b) flux d'infiltration et variation de potentiel ;
 (c) détermination de la sorptivité par l'équation (7).

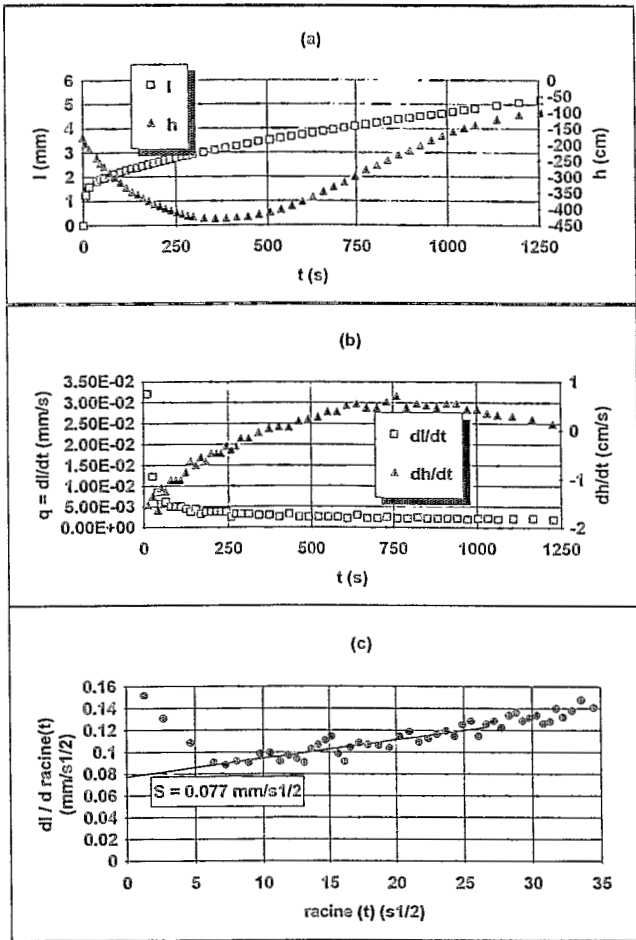


Figure 3 :

- Éssai TRIMS à -100 mm sur croûte ST : (a) lame infiltrée et potentiel dans le sol ;
 (b) flux d'infiltration et variation de potentiel ;
 (c) détermination de la sorptivité par l'équation (7).

Aucune différence significative n'est apparue entre les résultats des mesures effectuées sous les croûtes ST, d'une part et sous les croûtes DEC, d'autre part, ce qui semble confirmer l'existence d'un sol sous-jacent unique surmonté d'une couche de faible épaisseur qui, elle, possède des propriétés différentes suivant la zone considérée. Les résultats présentés figure 4 ont donc été classés suivant la typologie : croûtes ST, croûtes DEC et sol sous-jacent.

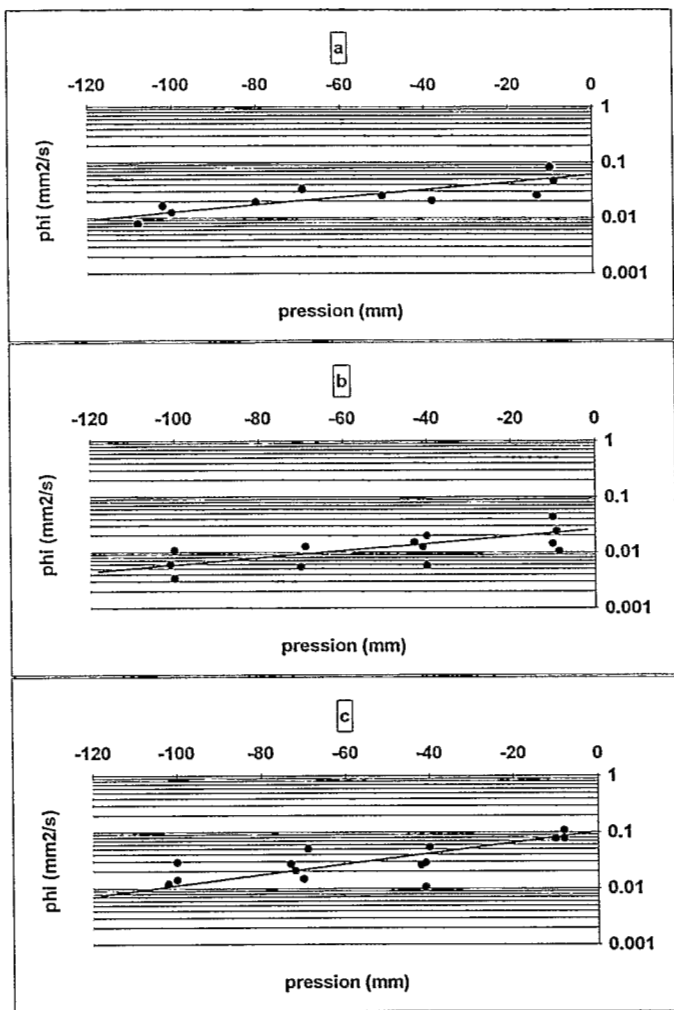


Figure 4 :

Brousse tigrée : potentiel de Kirchoff en fonction de la pression pour les croûtes ST (a), les croûtes DEC (b) et le sol sous-jacent (c).

La linéarité de la relation $\text{Ln}(\Phi) - h$, qui apparaît malgré la dispersion des points due à la variabilité spatiale, nous paraît valider en première approximation l'emploi du modèle exponentiel [équations (1) et (10)]. Les valeurs de K_s ($9,3E-7$, $3,8E-7$ et $2,2E-6$ m/s, respectivement, pour les croûtes ST et DEC et pour le sol sous-jacent) font apparaître un contraste sol-croûte avec un facteur 2,5 pour ST et un facteur 6 pour DEC. Néanmoins, les diverses approximations réalisées [valeur de la densité et du paramètre b dans l'équation (8)] ainsi que la dispersion des points de mesure (variabilité spatiale, estimation de Φ par le carré

de la sorptivité) ne permettent pas d'obtenir, compte-tenu du nombre de répétitions effectuées, une précision meilleure qu'un facteur ± 2 sur K_s , précision tout-à-fait acceptable pour ce paramètre.

L'équation (11) permet de calculer, grâce au paramètre α [équation (10)], une échelle de longueur microscopique correspondant à un rayon de pore hydrauliquement fonctionnel. On peut ainsi estimer à environ 100 μm celui des croûtes ST et DEC tandis qu'il atteint 170 m pour le sol sous-jacent, ces valeurs étant données avec une marge d'erreur de $\pm 30\%$. FIES (1993) obtient, par porosimétrie au mercure, des valeurs sensiblement inférieures, ce biais étant typique des comparaisons entre mesures de terrain et de laboratoire (WHITE et SULLY, 1987).

Le calcul du temps gravitaire [équation (12)], montre que les forces de gravité peuvent être négligées lors de l'infiltration dans les sols de la brousse tigrée et que celle-ci est essentiellement gouvernée par la capillarité. Sa valeur, de 3 heures pour le sol sous-jacent, atteint 9 heures pour les croûtes ST et 30 heures pour les croûtes DEC. Ainsi, les équations (13) et (14) fournissent-elles une seconde estimation de la sorptivité, S_2 , dont les valeurs peuvent être portées en comparaison (figure 5) avec les valeurs, S_1 , obtenues graphiquement par l'équation (7). L'absence de sur ou sous-estimation systématique nous conforte dans nos résultats et, surtout, infirme l'hypothèse de l'existence d'un blocage hydraulique à l'interface croûte-sol dont la manifestation serait une notable diminution de S_2 par rapport à S_1 .

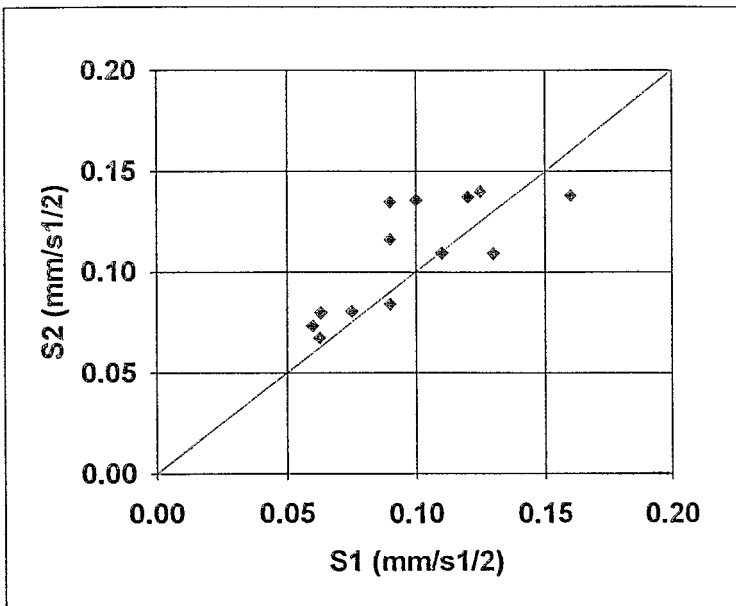


Figure 5 :

Comparaison de deux estimations de la sorptivité (les indices 1 et 2 se réfèrent au texte).

CONCLUSIONS

Devant l'incapacité des méthodes infiltrométriques classiques, reposant sur un régime permanent d'infiltration, à fournir des valeurs de conductivité hydraulique pour des sols encroûtés, nous avons développé une méthodologie originale, fondée sur l'analyse du régime transitoire et sur l'emploi d'un microtensiomètre. Les conductivités ainsi obtenues, avec une précision d'un facteur ± 2 , montrent, suivant le type de croûte, une diminution d'un facteur 2,5 à 6 par rapport au sol sous-jacent, ce qui confirme la pertinence d'un travail d'identification des états de surface. Ces résultats serviront de base à une modélisation de l'infiltration sous pluie naturelle en vue de la prévision du temps d'apparition du ruissellement et de la quantification des lames ruisselées.

REMERCIEMENTS

La partie expérimentale de ce travail, financée par le PIR Environnement du CNRS et le Pamos de l'Insu, n'aurait pu être réalisée sans les moyens mis à notre disposition par la mission Orstom au Niger ; nous tenons à exprimer notre gratitude à Thierry Lebel pour avoir grandement facilité cette collaboration. Nous sommes vivement reconnaissants aux membres de l'équipe Orstom à Niamey pour la qualité de leur accueil et, tout particulièrement, à Eric Delabre et Maud Loireau. Enfin, les conseils de Jean-Claude Fies et Jean-Claude Gaudu (Inra Avignon) sur la microtensiométrie nous ont été précieux.

BIBLIOGRAPHIE

- ANKENY M.D., AHMED M., KASPAR T.C., HORTON R., 1991. Simple field method for determining unsaturated hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 467-470.
- BRISTOW K.L., SAVAGE M.J., 1987. Estimation of parameters for the Philip two-term infiltration equation applied to field soil experiments. *Aust. J. Soil Res.*, 25 : 369-375.
- CASENAVE A., VALENTIN C., 1989. Les états de surface de la zone sahélienne. *Ed. de l'Orstom*.
- COOK F.J., BROEREN A., 1994. Six methods for determining sorptivity and hydraulic conductivity with disk permeameters. *Soil Sci.*, 157 : 2-11.
- FIES J.C., 1993. Mesures de conductivité hydrique de croûtes. *Rapport Hapex Sahel/Niger*.
- GARDNER W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table. *Soil Sci.*, 85 : 228-232.
- GOUTORBE J.P., LEBEL T., TINGA A., SELLERS P., WALLACE J.S., 1994. Hapex-Sahel : a large scale study of land-atmosphere interactions in the semi-arid tropics. *Ann. Geophysicae*, 12 : 53-64.
- HAVERKAMP R., ROSS P.J., SMETTEM K.R.J., PARLANGE J.Y., 1994. Three directional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. II. Physically-based infiltration equation. *Water Resour. Res.*, in press.
- HOOGMOED W.B., STROOSNIJDER L., 1984. Crust formation on Sandy soils in the Sahel. I. *Rainfall and infiltration. Soil Tillage Res.*, 4 : 5-23.
- KUTILEK M., VALENTOVA J., 1986. Sorptivity approximations. *Transport in Porous Media*, 1 : 57-62.
- PERROUX K.M., WHITE I., 1988. Design for disc permeameters. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 52 : 1205-1215.

- PHILIP J.R., 1957. The theory of infiltration : 4. Sorptivity and algebraic infiltration equations. *Soil Sci.*, 84 : 257-264.
- PHILIP J.R., 1969. Theory of infiltration, *Adv. Hydrosci.*, 5 : 215-296.
- PHILIP J.R., 1987. The quasilinear analysis, the scattering analog and other aspects of infiltration and seepage, in *Infiltration Development and Application*, edited by Y.-S. Fok, pp. 1-27, Water Resources Research Center, Honolulu, Hawaii.
- REYNOLDS W.D., ELRICK D.E., 1991. Determination of hydraulic conductivity using a tension infiltrometer. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55 : 633-639.
- SCOTTER D.R., CLOTHIER B.E., HARPER E.R., 1982. Measuring saturated hydraulic conductivity and sorptivity using twin rings. *Aust. J. Soil Res.*, 20 : 295-304.
- SHARMA M.L., GANDER G.A., HUNT C.G., 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *J. of Hydrol.*, 45 : 101-122.
- SMETTEM K.R.J., CLOTHIER B.E., 1989. Measuring unsaturated sorptivity and hydraulic conductivity using multiple disc permeameters. *J. Soil Sci.*, 40 : 563-568.
- SMETTEM K.R.J., PARLANGE J.Y., ROSS P.J., HAVERKAMP R., 1994. Three directional analysis of infiltration from the disk infiltrometer. *I. Theory. Water Resour. Res.*, in press.
- SMILES D.E., HARVEY A.G., 1973. Measurement of moisture diffusivity in wet swelling systems. *Soil Sci.*, 116 : 391-399.
- SMILES D.E., KNIGHT J.H., 1976. A note on the use of the Philip infiltration equation. *Aust. J. Soil Res.*, 14 : 103-108.
- TALSMA T., 1969. *In situ* measurement of sorptivity. *Aust. J. Soil Res.*, 7 : 269-276.
- THONY J.L., VACHAUD G., CLOTHIER B.E., ANGULO-JARAMILLO R., 1991. Field measurement of the hydraulic properties of soil. *Soil Tech.*, 4 : 111-123.

- VAUCLIN M., CHOPART J.L., 1992. L'infiltrométrie multi-disques pour la détermination in situ des caractéristiques hydrodynamiques de la surface d'un sol gravillonnaire de Côte d'Ivoire. *Agron. Trop.*, 46 : 259-271.
- WARRICK A.W., 1992. Models for disc infiltrometers. *Water Resour. Res.*, 28 : 1319-1327.
- WHITE I., SULLY M.J., 1987. Macroscopic and microscopic capillary length and time scales from field infiltration. *Water Resour. Res.*, 23 : 1514-1522.
- WHITE I., PERROUX K.M., 1989. Estimation of unsaturated hydraulic conductivity from field sorptivity measurements. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 53 : 324-329.
- WOODING R.A., 1968. Steady infiltration from a shallow circular pond. *Water Resour. Res.*, 4 : 1259-1273.