

BAPBA 6/1

N° 1

C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330 (2000) 53–60  
© 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS. Tous droits réservés  
S125180500001014/FLA

ISSN : 1151-8050  
Géosciences de surface / Surface Geosciences  
(Hydrologie–Hydrogéologie / Hydrology–Hydrogeology)

# Écoulements hypodermiques et transferts de solutés dans les placages éoliens du Sahel : étude par traçage isotopique et chimique sous pluies simulées

Olivier Ribolzi<sup>a\*</sup>, Luis Auque<sup>c</sup>, Thierry Bariac<sup>b</sup>, Alain Casenave<sup>a</sup>, Jean-Pierre Delhoume<sup>a</sup>, Robert Gathelier<sup>a</sup>, Valérie Pot<sup>b</sup>

<sup>a</sup>IRD (anciennement Orstom), BP 182, Ouagadougou 01, Burkina Faso

<sup>b</sup>Laboratoire de biogéochimie isotopique, université Pierre-et-Marie-Curie, case 120, 4, place Jussieu, 75252 Paris cedex 05, France

<sup>c</sup>Área de Petrología y Geoquímica, Depto. Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Zaragoza, 50009 Zaragoza, Espagne

Reçu le 28 juin 1999 ; accepté le 22 novembre 1999

Présenté par Georges Pédro

**Abstract** — Study of sub-surface water and solute flows using isotopic and chemical tracers under simulated rainfall conditions in Sahelian microdunes. Aeolian microdunes are key elements of the ecology of the Sahel of Burkina Faso. The aim of the study is to observe the flow and magnitude of water and solutes through the microdunes by artificial isotope (oxygen 18) and chemical (chloride) tracing using demineralised water. It is shown that the quantity of sub-surface water flow is of secondary importance to that of surface runoff (about 5 %), although its importance with regard to solute transport is far from negligible (more than 20 %). © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

sub-surface flow / surface runoff / Sahelian area / aeolian deposits / infiltrometry / tracers / Burkina Faso

**Résumé** — Les placages éoliens jouent un rôle clé dans l'écologie des glaciés à faible pente du Sahel burkinabé. Il s'agit d'étudier la nature des flux d'eau et de solutés par traçage artificiel isotopique (oxygène 18) et chimique (chlorure). On montre que les écoulements hypodermiques au sein de ces formations éoliennes ne représentent que 5 % de l'écoulement total (écoulements de surface et hypodermique), mais qu'ils contribuent pour plus de 20 % au transport de substances dissoutes. © 2000 Académie des sciences / Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

écoulement hypodermique / ruissellement de surface / zone sahélienne / dépôts éoliens / infiltrométrie / traceur / Burkina Faso

## Abridged version

Soil surface sealing is a common feature of most soils in arid and semi-arid regions. It reduces infiltration rate, triggers runoff, and hence, soil erosion [7, 8]. This phenomenon is aggravated in the sahelian zone of Burkina Faso due to overgrazing, extension of cultivated areas [18] and increasing of climatic dryness [1]. In this context, it appears fundamental to preserve non-

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : Bx 21108 Ex : 1

degraded surfaces. Aeolian deposits of the Sahelian zone represent rare surfaces where infiltration of water is significant [9], and are very important for the herbaceous cover development in this environment [14]. However, these surfaces are subject to livestock overgrazing. The aim of this study is to improve the understanding of hydrological processes, and of solute transport through microdunes during storm events.

\* Correspondance et tirés à part : Olivier.Ribolzi@ird.bf



010021108



Microdunes are composed of more or less permeable microlayers [7]. Several questions arise concerning the routes of water and solutes. Do lateral sub-surface fluxes through the microdunes exist? Does rainwater (new water) mix with the water already present in the soil (old water)? What are the contributions of surface and sub-surface flows in the transport of chemically dissolved compounds?

The study area is located in the north of Burkina Faso, some 20 km from Dori (14°00'20" N, 0°2'50" W). It is a degraded fan (general mean slope of 1%) crossed and overgrazed by livestock. The climate is of the Sahelian type, with only one rain season. Average annual rainfall recorded at Dori is 512 mm, with a maximum of 181 mm in August [6]. The site is characterized by two non-cultivated soil surfaces [23]: (1) the erosion crust type, which is composed of a smooth surface made of single seal of finer particles without vegetation cover and low infiltration capacity, and (2) the sandy aeolian deposit type which is more permeable. Measurements were made on the border of a selected microdune composed of two main horizons (*figure 1*). The first (about 5 cm deep) corresponds to recent loose sands with numerous macropores formed by plant roots and soil fauna. While the second (about 50 cm deep) offers a laminated structure alternating between continuous sandy and plasmic microlayers. Macroporosity is less prevalent than in the former horizon. It is also more compact with notably lower root density. This second horizon lies over the massive erosion crust.

The experimental method is isotopic (oxygen 18) and chemical (chloride) tracing. In order to circumvent the problem of geochemical variability of natural rainfalls [20, 21], the approach consists of working under simulated rain conditions. Consequently, the geochemical signature of the rain can be obtained and does not vary over time [12, 25]. A field sprinkling infiltrometer, designed by Asseline and Valentin [4], produced rainfall on a 1-m<sup>2</sup> experimental plot delimited by a metallic two-level setting. The first level allows surface runoff to be measured and collected in a tank equipped with a high-accuracy water level recorder, while the second collects sub-surface flow (*figure 1*). Sub-surface flow was also collected in a tank, but in this case, was estimated through capacity discharge (time required to fill a 100-mL flask). The hydraulic potential of the soil was measured in the two sandy horizons using tensiometers.

Five successive simulations were performed (*table I*). The first four applications were carried out with demineralised water ( $\delta\text{O}^{18} = +7.5\text{‰}$ ) with a chemical composition comparable to that of natural precipitation [19]. The last simulation was conducted with water of a different isotopic composition ( $\delta\text{O}^{18} = -1\text{‰}$ ) and enriched with chloride. This scheme ensures a measurable geochemical difference between applications. A mixing model involving two reservoirs and one artificial

tracer is then used to estimate the contribution of 'new' and 'old' water to surface and sub-surface flow [equation (1)].

Discrete water samples were taken at 5 to 10 min intervals throughout each simulation for chemical and isotopic analysis. A cumulated sample of rainwater was collected at the end of a rainfall using a raingauge located near the plot. Temperature, electrical conductivity (*CE*) and pH were measured in the field. After microfiltration (0.2  $\mu\text{m}$ ), samples were stored under dark conditions in polyethylene flasks. Total ionic charge of waters (*CIT*) was estimated using the equation  $CIT = CE/100$  [3]. In the laboratory, chloride concentration was determined through colorimetry (Autoanalyseur Technicon), and oxygen 18 was analysed through mass spectrometry after equilibrium with carbon dioxide was obtained [10]. Total alkalinity was used as an indicator of weathering processes [11]. It was assayed using the method of Gran [13].

Surface runoff occurs after a lag time of approximately 5 min (*figure 3a*). During the simulation with tracers (sim 5), the mean chloride concentration value of surface runoff was lower than that of the artificial rainfall (*figure 2a*). Meanwhile, there was an insignificant difference of  $\delta\text{O}^{18}$  (*figure 2b*). The chloride concentration difference was due to a 5% contribution of pre-event water (*figure 2a*). This contribution was calculated using equation (1). This result shows that surface runoff is not only composed of hortonian overland flow [15]. Soil surface roughness is the probable cause for the old water contribution (*figure 1*).

During simulated rainfall with demineralised water (sim 2, 3 and 4), mean physico-chemical values of surface runoff were different to those of the rainwater (*table II*): *CIT*, alkalinity and chloride concentration were higher, while pH was lower. The higher chloride concentration demonstrated that surface flow was not only composed of newer water. There was also a 5% contribution of old water (*figure 4a*), which was obtained through calculations as in the previous case (sim 5) using equation (1). The number of alkalinity equivalents corresponding to the difference between rainfall and runoff is greater than that of chloride (*table II*). Therefore, the difference of *CIT* was also the consequence of mineral dissolution processes. The *CIT* due to dissolution processes was estimated using equations (2) and (3). It reached 40% at the start of the flow and decreased gradually to a minimum value of 5% at the end of sim 2 (*figure 4a*).

Sub-surface flow and surface runoff started simultaneously, 5 min following the start of a rainfall (*figure 3a*). However, total flow (surface + sub-surface) was mainly composed of surface runoff. Sub-surface percentage ranged from 30% at the beginning of the simulation, to 5% by the end. Two hypotheses could explain the rapid response of sub-surface flow at the start of rainfall. (1) Infiltrating new water rapidly diffuses into the soil matrix [16]. The resulting matrix flow

displaces old water from the soil matrix into macropores [17]. (2) Infiltrating new water bypasses the soil matrix through preferential flow paths [5, 24]. At the beginning of the simulation, sub-surface  $\delta\text{O}^{18}$  and chloride concentrations are similar to those of pre-event water (figures 2a and 2b). As the rainfall continued, chloride concentration increased while  $\delta\text{O}^{18}$  decreased rapidly to levels close to new water values. These results suggest that sub-surface flow is composed of both old and new water. By the end of the rain simulation, a small fraction of old water remains in the sub-surface flow. This time difference is due to the persistence of a small, immobile water fraction in the soil [2, 22].

The physico-chemical characteristics of the sub-surface flow evolved through the simulated rainfall with demineralised water. During the first simulation with demineralised water: the *CIT*, chloride concentration and alkalinity decreased by 0.60 to 0.20 meq·L<sup>-1</sup>, 0.1 to 0.02 meq·L<sup>-1</sup>, 0.29 to 0.17 meq·L<sup>-1</sup>, respectively. Meanwhile, the pH increased from 6.5 to 7.1. These variations are, similarly to the runoff case, linked to both the soil solution interactions and the mixing of the old and

new waters. It was furthermore possible to distinguish between the *CIT* contributed through old and new waters and that originating from weathering processes using equations (1), (2) and (3). Therefore, the weathering process contribution increased successively from 0 to 70 % from the start to the end of the simulation (figure 4b). This contribution represents 47 % of the *CIT* of this simulation. Furthermore, this contribution is linearly correlated to the proportion of the new water in the flow ( $r^2 = 0.94$  %). These dissolution phenomena that appear through the simulations are essentially linked to the new water flows in the soil. With regards to the ionic charge of the old water, its solute concentration originates from the concentration obtained through evaporation and weathering processes between two simulation trials. The *CIT* contribution through old water is 100 % and decreases rapidly to a value of 5 % after 30 min, representing 27 % of the *CIT*.

Of the total water flow (surface and sub-surface), the proportion represented by the sub-surface flow remains of secondary importance (figure 3a). However, the proportion of total solute transport represented by sub-surface flow is far from negligible (figure 5).

## 1. Introduction

L'encroûtement superficiel est un trait commun à la plupart des sols des régions arides et semi-arides. Ce phénomène, qui résulte de l'effet de « splash » des pluies sur le sol, réduit l'infiltration et favorise le ruissellement ainsi que l'érosion [7, 8]. Dans la zone sahélienne du Burkina Faso, on observe une extension des surfaces encroûtées, en raison de la diminution du couvert végétal, de l'extension des cultures [18] et de la déficience pluviométrique enregistrée ces dernières décennies [1]. Dans ce contexte, il paraît essentiel de comprendre le fonctionnement des surfaces encore peu dégradées, afin d'être mieux à même de les préserver.

Les placages sableux d'origine éolienne jouent un rôle clé dans le fonctionnement écologique des glacis à faible pente du Sahel burkinabé : ils présentent une capacité d'infiltration notable [9], un couvert herbacé atteignant jusqu'à 80 % de la surface [14] et sont, de ce fait, particulièrement exposés aux problèmes de dégradation liés au surpâturage. L'objectif de cette étude est, en particulier, d'améliorer la connaissance des flux d'eau et de solutés au sein de ces formations sableuses.

Ces formations ont une structure spécifique. Elles reposent généralement sur un horizon plus ou moins argileux et compact, et s'organisent en couches superposées de perméabilités différentes [17]. Cette organisation amène à se poser plusieurs questions sur les chemins empruntés par l'eau et les solutés lors des averses. Existe-t-il des écoulements latéraux en sub-surface ? L'eau de pluie (« eau nouvelle ») se mélange-t-elle ou non avec l'eau initialement présente dans le sol (« eau

ancienne ») ? Quel est le rôle des écoulements de surface et hypodermique dans le transport de substances dissoutes ? C'est pour tenter d'apporter quelques éléments de réponse à ces interrogations que le présent travail a été entrepris.

## 2. Matériel et méthodes

### 2.1. Site d'étude

Le site d'étude est localisé dans le Nord-Est du Burkina Faso, à 20 km à l'ouest de Dori (14°00'20" N, 0°2'50" W). Le climat est de type sahélien, avec une seule saison des pluies, allant de juin à septembre. La pluie annuelle moyenne enregistrée à Dori s'élève à 512 mm (période 1925 à 1998, coefficient de variation = 24 %), avec un maximum de 181 mm en août [6].

Les observations ont été faites sur un glacis dont la pente générale avoisine 1 %. Deux surfaces élémentaires principales ont été identifiées [23] : (1) des surfaces à croûte d'érosion, planes, peu perméables (capacité d'infiltration à saturation : 2 mm·h<sup>-1</sup>) et sans végétation, (2) des surfaces d'apports éoliens plus perméables (capacité d'infiltration à saturation : 28 mm·h<sup>-1</sup>), où se concentre la quasi-totalité de la végétation herbeuse, exposées au surpâturage.

Les placages éoliens se présentent sous forme de buttes sableuses discontinues et de faible extension spatiale (quelques centaines à quelques milliers de mètres carrés) et de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur. Ils comportent deux horizons principaux (figure 1). Le premier, d'une épaisseur de 5 cm, est constitué de sable

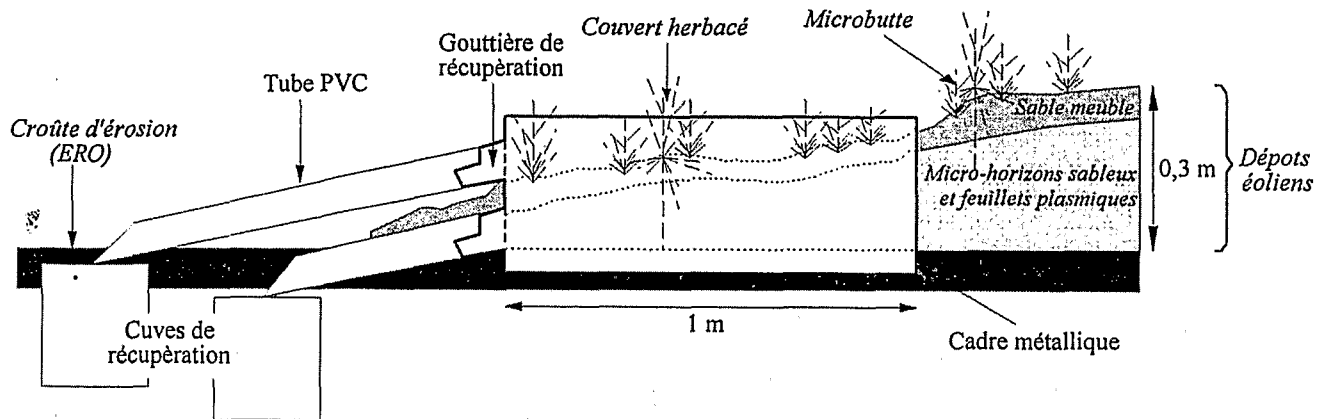


Figure 1. Profil de sol et cadre métallique.  
Figure 1. Soil profile and border setting.

meuble, avec de nombreux macropores d'origine racinaire et mésofaunique et quelques pores vésiculaires, dont la surface est recouverte d'une croûte de dessiccation. Le second, également sableux, mais plus compact et moins perméable, dont l'épaisseur varie entre quelques centimètres et 50 cm au maximum, a une structure caractéristique des dépôts éoliens : alternance de micro-horizons sableux et plasmiques, ces derniers étant continus et peu perméables. La présence de feuilletés plasmiques à faible profondeur sous la surface permet d'assimiler cette structure à des croûtes structurales à deux microhorizons [7]. L'ensemble des horizons sableux repose sur un niveau argilo-sableux de quelques centimètres d'épaisseur, qui correspond à la croûte d'érosion sur laquelle s'est déposé le matériau éolien.

## 2.2. Méthode expérimentale

La méthode expérimentale consiste à utiliser un simulateur de pluies type Asseline et Valentin [4] sur une parcelle expérimentale de 1 m<sup>2</sup>, délimitée par un cadre métallique à deux niveaux de mesures (figure 1). Le premier permet de collecter le ruissellement de surface, dont l'intensité est suivie grâce à une cuve calibrée surmontée d'un limnigraphe. Le second, récupère les écoulements hypodermiques circulant latéralement sur toute l'épaisseur du placage sableux (figure 1), et permet de faire l'estimation des intensités moyennes instantanées par capacité. La parcelle a été placée à la périphérie d'un placage sableux, là où s'évacuent naturellement les écoulements hypodermiques.

Le potentiel hydrique des deux horizons sableux a été suivi grâce à deux tensiomètres situés à 5 et 15 cm de profondeur. La teneur en eau de ces deux horizons a été estimée par mesures gravimétriques, avant et après chaque simulation de pluie, en effectuant trois prélèvements dans la zone d'influence des pluies simulées, à moins d'un mètre de la parcelle.

## 2.3. Protocole de pluies simulées et traçage

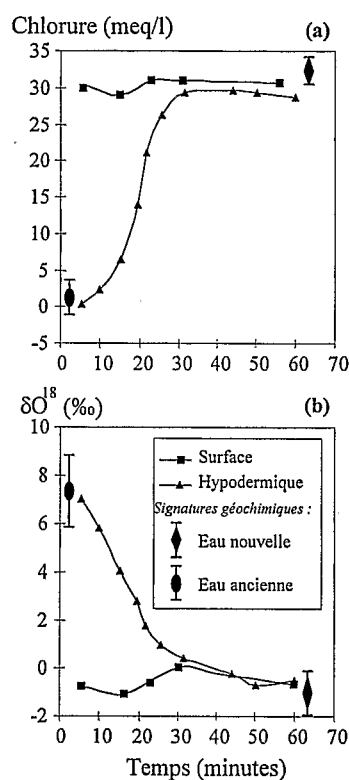
La parcelle a été soumise à cinq simulations de pluies (tableau 1). L'objectif de la première (sim 1) était de reconstituer la croûte de surface brisée lors de l'installation du cadre métallique. Les quatre premières (sim 1, 2, 3 et 4) ont été faites à l'eau déminéralisée, afin de suivre l'enrichissement chimique de la pluie au contact du sol. Les caractéristiques physico-chimiques de l'eau utilisée sont proches de celles des pluies naturelles mesurées par Mathieu et Monnet [19]. Afin de reconstituer un hyétogramme similaire à celui d'une pluie journalière moyenne de fréquence annuelle, la troisième (sim 3) a été effectuée avec une intensité variable. À la cinquième simulation (sim 5), le mélange entre l'eau « nouvelle » (eau de pluie) et l'eau « ancienne » (eau des précipitations antérieures déjà présente dans le sol), a été suivi en utilisant une eau de composition isotopique différente, et en y ajoutant du chlorure. Contrairement aux expérimentations utilisant des traceurs sous pluies naturelles [20, 21], cette méthode présente l'avantage de permettre d'imposer l'intensité et la signature géochimique de la pluie [12, 25].

## 2.4. Prélèvements et analyses

Des échantillons d'eau de surface et de sub-surface ont été collectés toutes les 5 à 10 min lors de chaque simulation. Pour les averses réalisées à partir d'eau déminéralisée, un échantillon cumulé de pluie a été récupéré à l'aide d'un pluviomètre, situé en bordure de parcelle. En ce qui concerne la simulation avec traceurs, les trois échantillons de sols prélevés avant l'essai ont été utilisés pour déterminer la signature (isotopique et chimique) de l'eau « ancienne ». Celle de l'eau « nouvelle » a été estimée à partir de cinq prélèvements de pluie effectués pendant la simulation. L'imprécision des signatures a été estimée à partir de l'écart type des prélèvements (figures 2a et 2b).

**Tableau 1.** Protocole de simulations de pluies.**Table 1.** Rainfall simulations protocol.

Simulation	Date	TU	Intensités de pluie (au pas de 5 min)	Hauteur de pluie
Sim 1	12/12/97	18h00	116 mm·h <sup>-1</sup> pendant 45 mn	155 mm
Sim 2	13/12/97	18h08	90 mm·h <sup>-1</sup> pendant 60 mn	90 mm
Sim 3	15/12/97	7h38	36 mm·h <sup>-1</sup> pendant 10 mn 120 mm·h <sup>-1</sup> pendant 10 mn 90 mm·h <sup>-1</sup> pendant 10 mn 54 mm·h <sup>-1</sup> pendant 10 mn	49 mm
Sim4	15/12/97	12h42	90 mm·h <sup>-1</sup> pendant 30 mn	45 mm
Sim5	15/12/97	15h43	90 mm·h <sup>-1</sup> pendant 60 mn	90 mm

**Figure 2.** Simulation de pluie avec traceurs (sim 5) : évolution du chlorure (a) et du  $\delta^{18}\text{O}$  (b).**Figure 2.** Simulated rainfall with tracers (sim5): chloride (a) and  $\delta^{18}\text{O}$  (b) evolutions.

Le pH, la température et la conductivité électrique (CE) ont été mesurés lors de la collecte des échantillons. Ces derniers ont ensuite été filtrés à 0,2  $\mu\text{m}$ , puis stockés à l'obscurité dans une glacière, avant d'être transportés au laboratoire. La teneur en chlorure a été déterminée par colorimétrie (Autoanalyseur Technicon), tandis que l'oxygène 18 a été analysé par spectrométrie de masse après équilibration avec le dioxyde de carbone [10].

La charge ionique totale (CIT) des échantillons d'eau a été estimée grâce à la CE, en utilisant à la relation  $CIT = CE/100$  [3], où CIT et CE sont exprimés respectivement en  $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$  (équivalents anions ou cations) et

$\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ . Les teneurs en chlorure et l'oxygène 18 ont été utilisés pour estimer les variations de CIT liées aux processus de mélange entre eau nouvelle et eau ancienne. L'alcalinité totale a, quant à elle, été employée comme indicateur des variations de CIT associées aux phénomènes d'hydrolyse minérale [11]. Celle-ci a été dosée par la méthode de Gran [13], dès l'arrivée des échantillons au laboratoire.

### 3. Résultats et discussion

#### 3.1. Ruissellement de surface

Le ruissellement survient après un temps d'imbibition de 5 min pour les pluies simulées à intensité constante, et de 10 min pour la pluie journalière de fréquence annuelle. Dans le premier cas (pluie à intensité constante de 90  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ ), le ruissellement augmente d'abord rapidement lors des 10 à 20 premières minutes, puis son intensité se stabilise aux environs de 75  $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$  (figure 3a). Cette valeur est supérieure à celle mesurée par Casenave et Valentin [7] pour le même type de surface élémentaire, mais est comparable aux observations faites par Thiombiano et al. [23] sur la zone d'étude. On notera que la teneur en eau volumique du sol augmente de 10 à 21 % (saturation) entre le début et la fin de cette simulation. Dans le cas de la pluie journalière, le temps d'imbibition est plus long, en raison de l'intensité de pluie plus faible en début de simulation.

Lors de la simulation avec traceurs, la teneur moyenne en chlorure du ruissellement apparaît légèrement inférieure à celle de la pluie (figure 2a). Une différence s'observe également avec l'oxygène 18 (figure 2b), mais elle n'est pas significative, du fait de la variabilité des teneurs mesurées dans la pluie. La diminution de la concentration en chlorure ne peut être attribuée aux échanges anioniques avec les argiles, la quantité de chlorure correspondante étant trop importante (environ 2  $\text{meq}\cdot\text{L}^{-1}$ ), et la teneur en argile du sol trop faible (3 %). En fait, cet écart résulte du mélange de l'eau de pluie, qui présente une forte concentration en chlorure, avec une petite fraction d'eau ancienne (FA), dont la concentration en chlorure est nettement inférieure (figure 2a). FA s'élève à 5 % pour toute la durée de la simulation. Elle est estimée à l'aide de la relation :

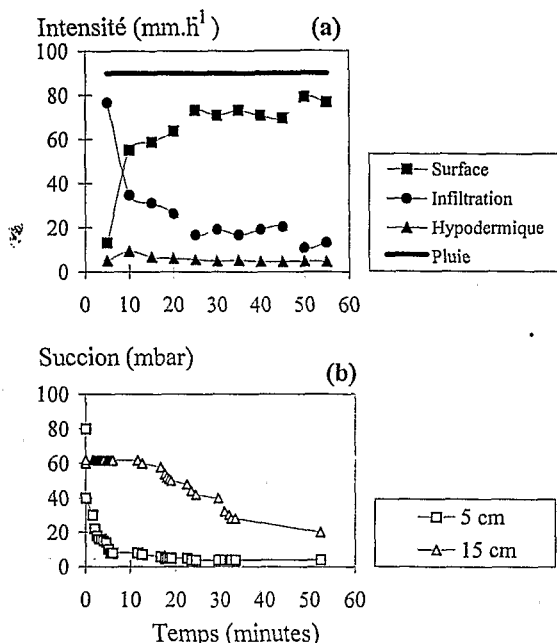


Figure 3. Évolution des intensités (au pas de 5 min) et du potentiel hydrique (sim 2).

Figure 3. 5 min intensities and hydric potential evolutions (sim 2).

$$FA = (C_R - C_N)/(C_A - C_N) \quad (1)$$

où  $C_R$ ,  $C_N$  et  $C_A$  sont respectivement les concentrations en chlorure dans le ruissellement, l'eau « nouvelle » et l'eau « ancienne ». Le ruissellement collecté à l'exutoire de surface n'est donc pas strictement lié au refus d'infiltration au sens proposé par Horton [15]. La présence d'eau ancienne dans cet écoulement doit être attribuée au microrelief de la parcelle. Celui-ci se compose de microbuttes correspondant à des matériaux éoliens piégés par des touffes d'herbes (figure 1). Ces dernières permettent l'infiltration et le stockage préférentiel d'eau à proximité de la surface. Lors des pluies, une fraction de cette eau peut ressortir à la base des microbuttes, et se retrouver ainsi intégrée dans le ruissellement de surface.

Lors des simulations réalisées en utilisant de l'eau déminéralisée, les caractéristiques physico-chimiques moyennes du ruissellement sont différentes de celles de la pluie (tableau II) : la CIT, l'alcalinité et la teneur en chlorure sont légèrement supérieures, tandis que le pH

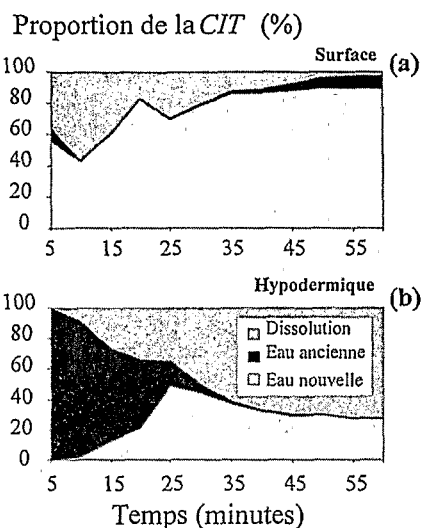


Figure 4. Décomposition de la charge ionique totale (CIT) du ruissellement de surface (a) et l'écoulement hypodermique (b) en trois fractions liées : aux phénomènes de dissolution, à l'eau nouvelle, et à l'eau ancienne (sim 2). Le chlorure est utilisé comme traceur.

Figure 4. Separation of Total Ionic Charge (CIT) of surface (a) and sub-surface (b) flow in three fractions connected to: weathering processes, new water and old water (sim 2). Chloride is used as tracer.

est inférieur. La différence de concentration en chlorure montre que cet élément n'est pas retenu par les argiles. Dans le cas contraire, la teneur en chlorure du ruissellement serait inférieure à celle de la pluie. Il y a donc bien une petite fraction d'eau ancienne qui se mélange à l'eau « nouvelle » de la pluie. Cette fraction s'élève à environ 5 % pour toute la durée de l'essai (figure 4a). Cette valeur a été calculée à partir de la relation (1), comme dans le cas de la simulation avec traceurs (sim 5). Cependant, on peut se demander si la différence de CIT entre la pluie et le ruissellement s'explique uniquement par la participation d'eau ancienne, ou s'il existe également des phénomènes d'hydrolyse à la surface du sol. La quantité d'équivalents alcalinité correspondant à l'écart entre pluie et ruissellement est supérieure à celle du chlorure (tableau I) ; la différence de CIT est donc également liée à des processus locaux de dissolution minérale. La fraction correspondant à ces processus (CID) peut être estimée par la relation :

$$CID = CIT - CIM \quad (2)$$

Tableau II. 5 min Caractéristiques physico-chimiques de la pluie, du ruissellement et de l'écoulement hypodermique lors des simulations à l'eau déminéralisée (sim 2, 3 et 4).

Table II. Physico-chemical characteristics of rain, surface and sub-surface flow during simulations with demineralised water (sim 2, 3 and 4).

Type d'eau	pH	CIT (meq.L <sup>-1</sup> )	Alcalinité (meq.L <sup>-1</sup> )	Chlorure (meq.L <sup>-1</sup> )
Pluie	7,6	0,02	0,026	0,016
Ruissellement	7,2 ± 0,5	0,09 ± 0,05	0,07 ± 0,04	0,05 ± 0,04
Hypodermique	6,8 ± 0,2	0,4 ± 0,2	0,25 ± 0,07	0,2 ± 0,2

avec

$$CIM = FA \text{ CIT}_A + (1 - FA) \text{ CIT}_N \quad (3)$$

où  $CIM$  est la part de la  $CIT$  liée au mélange, et  $CIT_A$  et  $CIT_N$  sont respectivement les charges ioniques totales de l'eau ancienne et de l'eau nouvelle. La proportion de la  $CID$  est proche de 40 % au début de l'écoulement, et diminue progressivement pour atteindre une valeur voisine de 5 % en fin de simulation (figure 4a). En début de simulation, seules les zones en relief produisent des écoulements. La proportion de  $CID$  est importante, car l'eau de ruissellement contient une fraction d'eau « nouvelle » qui a circulé à travers les microbuttes, et qui, de ce fait, a pu interagir avec les minéraux du sol. Puis, dès que les zones dépressives sont remplies, elles produisent un ruissellement de surface stricto sensu. La proportion de ce ruissellement augmente au fur et à mesure de l'essai, d'où une diminution de la  $CID$ .

### 3.2. Écoulement hypodermique

L'écoulement hypodermique représente une part assez faible de l'écoulement total (surface + hypodermique) (figure 3a) : sa contribution s'élève à 30 % en début de simulation, puis elle diminue graduellement pour se stabiliser vers 5 %. Cet écoulement apparaît en même temps que le ruissellement de surface, après saturation complète du premier horizon (suction voisine de 0 mbar), environ 5 min après le début de la pluie (figures 3a et 3b). Son intensité augmente au cours des 10 premières minutes, puis se stabilise vers 5 mm·h<sup>-1</sup>. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette apparition précoce.

(1) L'eau nouvelle qui s'infiltre dans le sol diffuse rapidement au sein de la matrice du sol [16], ce qui entraîne un déplacement de l'eau « ancienne » matricielle vers les macropores [17]. Cette dernière s'achemine par voie hypodermique (en sub-surface), jusqu'à l'exutoire de la parcelle. Ceci supposerait que l'eau « ancienne » constitue l'essentiel de l'écoulement hypodermique.

(2) Une partie de l'eau « nouvelle » qui s'infiltre dans le sol s'achemine en sub-surface via les macropores biologiques qui constituent des voies préférentielles d'écoulement [5, 24]. Cette dernière s'achemine alors en sub-surface, jusqu'à l'exutoire de la parcelle. Dans ce cas, l'eau « nouvelle » constituerait la majeure partie de l'écoulement de sub-surface.

L'interprétation des données issues du traçage chimique et isotopique montre que le premier échantillon collecté en sub-surface a une signature identique à celle de l'eau « ancienne » (figures 2a et 2b). Puis, au fur et à mesure, la teneur en chlorure augmente, tandis que celle en oxygène 18 diminue, jusqu'à atteindre des valeurs proches de celles de l'eau « nouvelle ». Ces observations permettent de conclure que, contrairement aux deux hypothèses avancées précédemment, l'écoulement

hypodermique n'est pas composé uniquement d'eau « nouvelle » ou d'eau « ancienne ». Il résulte du mélange de ces deux origines potentielles, dans des proportions variant dans le temps. Il contient près de 100 % d'eau « ancienne » en début de simulation, et voit progressivement la proportion d'eau « nouvelle » augmenter. Cet enrichissement est d'abord rapide lors des 30 premières minutes, puis plus lent. Les variations rapides des concentrations en traceurs dans l'écoulement suggèrent que la zone de mélange entre les deux types d'eau est limitée. Ce comportement est caractéristique d'un effet piston : le front d'eau « nouvelle » pénètre dans le sol, sature le premier horizon (figure 3b), et déplace l'eau « ancienne » qui s'y trouve, soit en profondeur, soit latéralement. Les transferts latéraux par voie hypodermique ont donc principalement lieu dans le premier niveau. Le second horizon, moins perméable, se sature plus lentement.

À la fin de la simulation, une petite fraction d'eau « ancienne » demeure néanmoins dans l'écoulement hypodermique, comme en témoignent les concentrations en chlorure qui n'atteignent pas tout à fait la valeur de l'eau « nouvelle » (figure 2a). Ce décalage est probablement lié à la persistance d'une fraction d'eau immobile dans le sol [2, 22]. Les mesures isotopiques sont trop imprécises pour apporter des conclusions à ce niveau.

Les caractéristiques physico-chimiques de l'écoulement hypodermique évoluent au cours des simulations de pluie réalisées avec de l'eau déminéralisée. Lors de la deuxième simulation à intensité constante (sim 2), la  $CIT$ , la teneur en chlorure et l'alcalinité diminuent respectivement de 0,60 à 0,20 meq·L<sup>-1</sup>, de 0,10 à 0,02 meq·L<sup>-1</sup> et de 0,29 à 0,17 meq·L<sup>-1</sup>, tandis que le pH augmente de 6,5 à 7,1. Ces variations sont, comme pour le ruissellement, liées à la fois au mélange entre eaux « nouvelle » et « ancienne » et aux interactions sol-solution. Le pH est plus faible en début de pluie, car l'écoulement se compose surtout d'eau « ancienne », dont la pression en CO<sub>2</sub> est plus élevée que celle de l'atmosphère. En fin de simulation, l'augmentation du pH s'explique par la proportion croissante d'eau « nouvelle », et par les phénomènes d'hydrolyse qui consomment du CO<sub>2</sub> et produisent de l'alcalinité sous forme de bicarbonates. En utilisant les équations (1), (2) et (3), il est également possible de séparer la part de la  $CIT$  liée aux apports par les eaux « nouvelle » et « ancienne » de celle liée aux interactions sol-solution. On notera que, dans ce cas, la signature de l'eau « ancienne » est estimée à partir de la composition du premier échantillon récolté en hypodermique.

Ainsi, la part liée aux phénomènes d'hydrolyse augmente de 0 à 70 % entre le début et la fin de la simulation (figure 4b). Elle représente 47 % de la  $CIT$  sur toute la durée de l'essai. Par ailleurs, on constate que celle-ci est étroitement associée à la proportion d'eau « nouvelle » présente dans le flux ( $r^2 = 0,94$ ) : les phénomènes de dissolution, qui se produisent au cours de la



simulation, sont donc essentiellement liés à la circulation d'eau « nouvelle » dans le sol. Enfin, on note que la

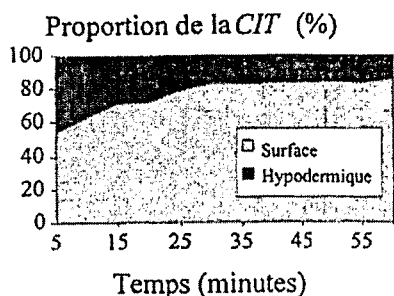


Figure 5. Évolution des proportions de la charge ionique totale (CIT) issues du ruissellement de surface et de l'écoulement hypodermique (sim 2).

Figure 5. Variation of Total Ionic Charge proportions (CIT) resulting from surface and sub-surface flows (sim 2).

**Remerciements.** Ce travail a été effectué grâce à l'appui financier de l'UR 4 de l'IRD et le soutien de l'Inera (Institut national de l'environnement et de la recherche agricole) du Burkina Faso. Nous remercions G. de Marsily pour ses commentaires judicieux et constructifs.

## Références

- [1] Albergel J., Carbonnel J.-P., Grouzis M., Péjoration climatique au Burkina Faso. Incidences sur les ressources en eau et les productions végétales, Cah. Orstom, Ser. Hydrol. 15 (1985) 3–19.
- [2] Angulo-Jaramillo R., Gaudet J.-P., Thony J.-L., Vauclin M., Measurement of hydraulic properties and mobile water content of a field soil, Soil Sci. Soc. Am. J. 60 (1996) 710–715.
- [3] Appelo C.A.J., Postma D., Geochemistry, groundwater and pollution, in : Balkema A.A. (éd.), Rotterdam, Hollande, 1994, 536 p.
- [4] Asseline J., Valentin C., Construction et mise au point d'un infiltromètre à aspersion, Cah. Orstom, Ser. Hydrol. 15 (1978) 321–343.
- [5] Beven K., Germann P., Macropores and water flow in soils, Water Resour. Res. 18 (1982) 1311–1325.
- [6] Casenave A., Dynamique des milieux de savane sèche au Burkina Faso : dégradation des systèmes écologiques et conséquences sur le cycle de l'eau. Rapport préliminaire : analyse de la pluviométrie, Documents internes de l'IRD, IRD, Ouagadougou, Burkina Faso, 1998, 49 p.
- [7] Casenave A., Valentin C., A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa, J. Hydrol. 130 (1992) 231–249.
- [8] Castillo V.M., Martinez-Mena M., Albaladejo J., Runoff and soil loss response to vegetation removal in a semiarid environment, Soil Sci. Soc. Am. J. 61 (1997) 1116–1121.
- [9] Chevalier P., Claude J., Un espace sahélien : la mare d'Oursi, in : Claude J., Grouzis M., Milleville P. (éds), Éditions de l'Orstom, Paris, France, 1991, 241 p.
- [10] Epstein S., Mayeda T., Variation of  $^{18}\text{O}$  content of waters from natural sources, Geochim. Cosmochim. Acta 4 (1953) 213–224.
- [11] Garrels R.M., Christ C.L., Équilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses, Gauthier-Villars, Paris, France, 1967, 335 p.
- [12] Gomez V.M.R., Dinamica de sales con simulacion de lluvia en suelos salinos del norte arido de Mexico, Thèse, Institucion de Enseñanza e Investigacion en Ciencias Agrícolas, Instituto de Recursos Naturales, Centro de Edafología, Montecillo, Mexico, 1998, 148 p.
- [13] Gran G., Determination of the equivalence point in potentiometric titration. Part II, Analyst 77 (1952) 661–671.
- [14] Grouzis M., Un espace sahélien : la mare d'Oursi, in : Claude J., Grouzis M., Milleville P. (éds), Éditions de l'Orstom, Paris, France, 1991, 241 p.
- [15] Horton R.E., The role of infiltration in the hydrological cycle, Trans. Amer. Geophys. Union 14 (1933) 446–460.
- [16] Horton J.H., Hawkins R.H., Flow path of rain from the soil surface to the water table, Soil Sci. 100 (1965) 377–383.
- [17] Kennedy V.C., Kendall C., Zellweger T.A., Wyerman T.A., Avanzino R.J., Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Matol River Basin, California, J. Hydrol. 84 (1986) 107–140.
- [18] Marchal J.Y., Yatenga. Nord Haute-Volta. La dynamique d'un espace rural soudano-sahélien, Travaux et documents de l'Orstom, Paris, France, 167, 1983, 872 p.
- [19] Mathieu P., Monnet C., Physico-chimie des eaux de pluie en savane et sous forêt en milieu tropical, Cah. Orstom, sér. Géol. III (1971) 9–30.
- [20] McDonnell J.J., Bonell M., Stewart M.K., Pearce A.J., Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation, Water Resour. Res. 26 (1990) 455–458.
- [21] Ribolzi O., Valles V., Bariac T., Comparison of hydrograph deconvolutions using residual alkalinity, chloride and oxygen 18 as hydrochemical tracers, Water Resour. Res. 32 (1996) 1051–1059.
- [22] Schoen R., Gaudet J.P., Bariac T., Preferential flow and solute transport in large lysimeter, under controlled boundary conditions, J. Hydrol. 215 (1999) 70–81.
- [23] Thiombiano L., Delhoume J.-P., Degoumois Y., Gathelier R., Bakiono G., Kaboré O., Variabilité du comportement hydrodynamique des sols selon trois états de surface caractéristiques du Sahel burkinabé, Science et Technique, CNRST, Ouagadougou (sous presse).
- [24] Thomas G.E.T., Phillips R.E., Consequences of water movement in macropores, J. Environ. Qual. 8 (1979) 149–152.
- [25] Turton D.J., Barnes D.R., Navar J.J., Old and new water in sub-surface flow from a forest soil block, J. Environ. Qual. 24 (1995) 139–146.

