

MODELISATION DE L'ECOULEMENT ET DE L'INFILTRATION D'UN SOL BRUN DU NORDESTE SEMI-ARIDE DU BRESIL

Michel Molinier
Pierre Audry
Jean Claude Leprun

Resumo

Este trabalho pretende estabelecer um modelo de simulação vertical da infiltração a partir do estudo detalhado dos caracteres dos solos e da análise da dinâmica da água dentro dos mesmos, através de medições de perfis neutrônicos e tensiométricos sob chuvas naturais e simuladas. Nesta finalidade foram efetuados estudos, com escala métrica, em um local agrupando três tipos de solos brunos não cálcicos e vertisols. Os dados e resultados coletados levaram a conhecer melhor a influência do solo e da vegetação sobre a infiltração e, logo, o escoamento; e assim definir um esquema de funcionamento desses solos brunos representativos de cerca de 15 % do Nordeste semi-árido. A partir desse esquema, evidenciando os diferentes fluxos de água, foi possível definir cada componente do modelo vertical. Além de simular o escoamento, a infiltração e as drenagens, a modelagem deve ser capaz de simular o efeito de escala. Por isso, é preciso interligar esses modelos verticais por leis de transferências laterais, integrando os resultados obtidos na bacia experimental de Sumé onde existe um conjunto de parcelas e bacias hidrográficas de 100 m² a 10 km².

Résumé

Le but de ce travail est de construire un modèle de simulation vertical d'infiltration à partir de l'étude détaillée des sols et de l'analyse de l'hydrodynamique grâce aux mesures tensiométriques et neutroniques sous pluies naturelles et simulées. Les données recueillies à l'échelle métrique (microparcelles de 1 m²) sur des sols bruns eutrophes et vertisols, ont permis de mieux connaître l'influence de ces sols et de la végétation sur les différents flux tels que l'infiltration, le ruissellement et les drainages. L'identification de ces flux a rendu possible l'établissement d'un schéma de fonctionnement de ces sols bruns représentatif de près de 15 % du Nordeste brésilien semi-aride. A partir de ce schéma, on a pu définir chaque composante du modèle de simulation vertical qui est une reproduction fidèle des observations et des mesures de terrain. En plus de simuler le ruissellement, l'infiltration et les drainages, ce modèle doit pouvoir simuler l'effet d'échelle observé et quantifier, tout au moins en ce qui concerne le ruissellement. Pour ceci, il est nécessaire d'interconnecter différents modèles verticaux par des lois de transferts latéraux, intégrant les résultats observés sur le bassin versant représentatif et expérimental de Sumé (Etat de la Paraíba), où existe un ensemble de parcelles et bassins versants de 100 m² à 10 km².

Abstract

The purpose of this paper is to draw up an infiltration vertical model from a detailed study of soils characteristics and the analysis of the corresponding water dynamics through the

measurement of neutronic and tensiometric profiles under natural and simulated rainfall conditions. Studies have been carried accordingly on the metric scale in a place where three types of noncalic brown soils and vertisols are associated. The data collected and the results achieved permitted a better knowledge of the influence of soil and vegetation on infiltration and determined a operational pattern of those non-calcic brown soils which are representative of 15 % of the semi-arid Northeast. Thanks to this pattern which evidenced the different water flows, each component of the vertical model could be determined. Beside simulating the run-off, infiltration e drainage, the model must be able to simulate the scale effect. This requires that vertical models be interconnected by laws of lateral transfers through the integration of results obtained in the Sume experimental bassin where run-off plots and watersheds ranging from 100 sq.m to 10 sq.km are associated.

Introduction

Une partie des recherches réalisées sur le bassin versant représentatif et expérimental de Sumé dans le Sertão de la Paraíba (région Nordeste du Brésil), a pour but de mieux connaître l'organisation et l'hydrodynamique des sols bruns vertiques de cette région afin d'en valoriser le potentiel agronomique. Le but de ce travail, qui est un premier pas pour atteindre cet objectif, est de modéliser les différents termes du bilan hydrique en fonction des paramètres de l'écosystème étudié.

Dispositif Expérimental

Le dispositif expérimental comprend :

- 4 microbassins de 0,5 à 1 ha, 2 en sol nu et 2 sous végétation (il s'agit de la "Caatinga", forêt-taillis xérophyte arbustive et arborée de 2 à 5 mètres de hauteur);
- 9 parcelles de 100 m² avec différents traitements du sol et de la couverture végétale;
- 11 microparcelles de 1 m² parmi lesquelles 7 ont permis d'étudier le ruissellement et l'infiltration en fonction de l'humidité des sols et de la couverture végétale, et 4 autres, installées dans une parcelle de 750 m² localisées sur un versant, ont été utilisées pour la caractérisation d'une toposéquence et l'identification des flux.

Méthodologie

La méthodologie consiste, d'abord, à identifier les flux (ruissellement, infiltration et drainages) provoqués par une pluie (naturelle ou simulée) tombant sur un sol de superficie et de caractères connus, soumis à différents

traitements. Ces paramètres (surface, pédologie, géologie, couverture végétale) seront les paramètres explicatifs du modèle. Après l'identification des flux, la modélisation permettra de les quantifier, et ainsi évaluer le bilan hydrique après calage du modèle.

Les études sous pluies simulées (minisimulateur de pluie, tensiomètres et sonde à neutrons) ont permis :

- d'établir des relations entre la lame ruisselée (LR), l'averse responsable (P) et l'humidité préalable des sols représentée par un indice de pluie (IP);
- de mieux connaître l'intensité d'infiltration à travers l'horizon superficiel des sols;
- d'analyser la dynamique interne afin d'identifier les divers flux dans le sol et, ainsi, définir un schéma de fonctionnement de ces sols bruns.

Des études sous pluies naturelles sur les microbassins de 1 ha, sur les parcelles de 100 m², mais aussi sur les microparcelles de 1 m² ont permis de comparer les résultats obtenus dans les deux types d'expérimentation (pluies naturelles et simulées), et d'établir les mêmes relations $LR = f(P, IP)$ pour chaque superficie étudiée en fonction de la couverture végétale.

La dernière étape a été la mise au point d'un modèle simulant les flux (ruissellement, infiltration, drainages verticaux et latéraux) définis lors de l'analyse de la dynamique interne.

Les sols

Le type de sol dominant

Le sol brun non calcique vertique (brun eutrophe tropical vertique de la classification française), présente le profil moyen suivant : un horizon A de 20 cm d'épaisseur, brun-gris, sablo-argileux souvent plus ou moins caillouteux, à structure polyédrique à cubique et porosité moyennement développée; de 20 à 70 cm, un horizon (B), brun, argilo-sableux, à structure cubique et surstructure prismatique passant à massive et présentant des faces de décollement lissées, avec une porosité très fine extrêmement réduite et une cohésion forte à excessive; de 70 à 90 cm, un horizon (B) C, sablo-argileux, bariolé et tacheté, correspondant à l'altération d'un gneiss à amphibole.

Le passage aux autres sols

Localement, en position de légère dépression, on passe à un vertisol : le A, tel que défini ci-dessus, perd ses caractères, le B envahit le profil et présente des caractères vertiques plus marqués, encore que modestes. Le sol est, en général, plus profond, atteignant 1 mètre. L'altération est plus riche en ferromagnésiens identifiables; la roche, de texture plus fine, est de type amphibolitique.

En situation plus haute, au contraire, en position souvent balisée par une rupture de pente, par quelques chicots rocheux, ou correspondant à un ressaut ou à une crête mieux marquée, on passe à un sol brun eutrophe peu évolué, peu épais et caillouteux (50-70 cm), puis à un lithosol; le B a pratiquement disparu; le A envahit le profil et passe directement au C. La roche est leucocrate, de type pegmatitique à quartz et feldspaths (orthose).

Un des résultats importants des travaux réalisés dans le cadre de cette recherche est d'avoir confirmé l'importance de la roche dans le déterminisme des sols de cette région, de l'avoir précisé et d'en avoir tiré les conséquences sur le fonctionnement du système sol x végétation.

Les conséquences de la lithodépendance sur la morphologie et la distribution des sols

Il convient, d'abord, d'examiner la structure géologique. Les trois roches mentionnées, à savoir dans l'ordre croissant de richesse en bases et décroissant de dureté et résistance à l'altération : pegmatite quartzitique feldspathique, gneiss à amphibole, amphibolite, se présentent sur le terrain en couches parallèles dont l'épaisseur est d'ordre décimétrique (pouvant aller du cm au m), suivant une structure extrêmement plissée et faillée (Cf Fig. 1 représentant une coupe de 200 m de longueur). Si la succession des roches de la surface vers la profondeur correspond généralement à l'ordre décroissant de dureté énuméré ci-dessus, les successions verticales d'un point à un autre vont être extrêmement diversifiées du fait de la tectonique tourmentée.

Au point de vue morphologie et taxinomique ceci entraînera aussi une grande diversification. Il est fréquent d'observer sur une même verticale une succession d'horizons dérivés de roches différentes dont les contrastes sont seulement partiellement oblitérés par les phénomènes de pédoplasation et d'homogénéisation biologique. Une succession pegmatite/gneiss favorisera, tout naturellement, le développement d'un profil de sol brun vertique typique, mais les possibilités de combinaison sont

multiples et la géométrie des limites des horizons sera fréquemment oblique.

Ceci explique, en particulier, qu'entre les types brun vertique et brun peu évolué, pratiquement sans B argileux, existe toute une série d'intermédiaires de sols bruns non vertiques, présentant un B argileux plus ou moins différencié.

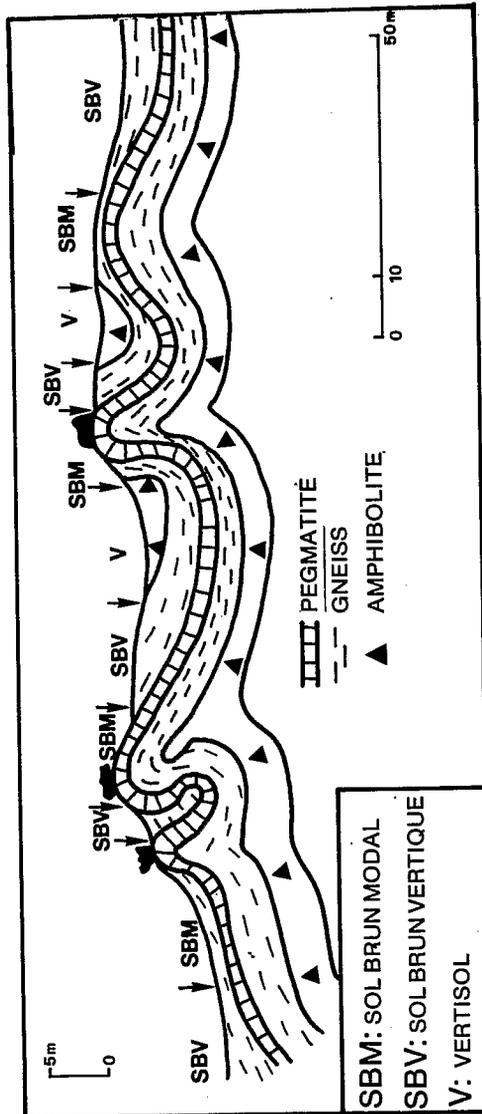


Fig. 1. Répartition des sols.

Au point de vue distribution des sols dans le paysage, il faut situer, à toutes les échelles, les conséquences de l'étroite dépendance mutuelle des horizons et des sols d'une part, et de la morphologie d'autre part, vis-à-vis de la structure géologique et de la nature des roches.

Le long des versants où dominent les sols bruns vertiques, toute occurrence de pegmatite sera marquée, au minimum, par un ressaut topographique et l'apparition de sols bruns modaux tandis que les microdépressions correspondront généralement à une roche plus basique, plus altérable et à des vertisols.

Il en sera de même au niveau des bassins versants : les lignes de crête correspondent à une ossature de la roche dure, et les hauts de versant présenteront une plus grande proportion de sols bruns modaux.

Identification des flux

Système de circulation

Dans ce système où les différenciations sont fortes, contrastées et rapides, les horizons ont été regroupés, schématiquement, en deux grands ensembles :

- *les horizons poreux et perméables.* Ce sont, d'une part, les horizons A des sols bruns vertiques et la totalité des sols bruns peu évolués passant aux lithosoliques, correspondant à l'altération de la pegmatite et d'autre part, les arènes d'altération du gneiss, sableuses, légèrement argileuses. Ces horizons ont une faible capacité de stockage pour l'eau, mais ce sont les conducteurs du système.

- *les horizons B, compacts, peu perméables.* Il s'agit des horizons B vertiques. Le taux important d'argile granulométrique, la présence d'argile gonflante et, fréquemment de taux de sodium adsorbé non négligeables, contribuent à faire de ces horizons des couches peu perméables, mais qui retiendront des quantités importantes d'eau quand elles se mouilleront.

Combinant ces caractères avec l'organisation spatiale précédemment décrite, on arrive au schéma de fonctionnement de la figure 2.

Pour conclure, on soulignera que la propre minéralogie des sols indique un stade d'évolution peu avancé et constitue un argument en faveur du fonctionnement actuel du système dans le sens du schéma proposé, où les seuls milieux confinés sont les microdépressions à vertisols; le système dans

son ensemble fonctionne en système ouvert : les A fonctionnent nettement à l'exportation; les B ont un comportement intermédiaire.

Ruissellement

- Relations pluie-ruissellement

Le dispositif expérimental (microparcelles de 1 m², parcelles de 100 m² et microbassins de 1 ha) a permis d'étudier le ruissellement à trois échelles de superficie sur sol nu et sous couverture végétale et d'établir des relations donnant la lame ruisselée (LR) en fonction de l'averse correspondante (P) et de l'indice d'humidité (IP) représentatif de l'état d'humectation préalable des sols. Cet indice est de la forme suivante :

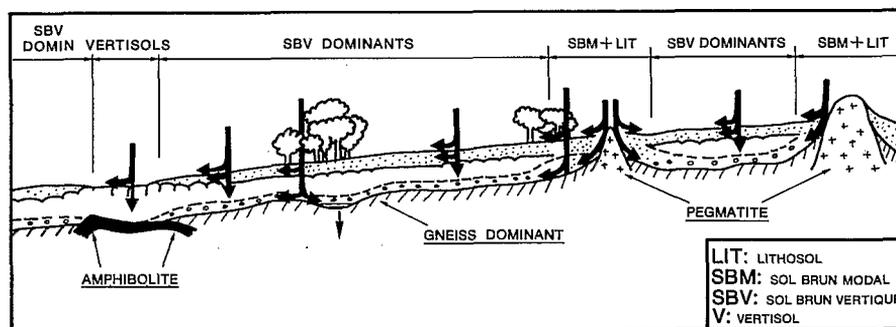


Fig. 2. Schéma de circulation des solutions.

$$IP_n = (IP_{n-1} + P_{n-1}) * K^{Tr}$$

où : ----> Tr est le temps séparant l'averse étudiée P_n de l'averse antérieure P_{n-1}

----> I P_n est l'indice d'humidité avant la pluie P_n du jour n

----> I P_{n-1} est l'indice d'humidité avant la pluie P_{n-1}

----> K est un coefficient d'ajustement qui dépend de la perméabilité du sol et de la cinétique de ressuyage de ses horizons.

Pour mieux représenter la lame ruisselée LR, on a retenu deux types de relation LR = f (P, IP) :

$$LR = a.P + b.IP + c \quad [\text{sols nus}]$$

$$LR = \alpha P + \beta.P.IP + \Gamma.IP + \zeta \quad [\text{sols sous caatinga}]$$

Le tableau ci-dessous donne les différents coefficients de ces 2 relations pour chacune des trois superficies étudiées sur sol brun vertique et la figure 3 donne la représentation graphique de ces mêmes relations dans les 6 cas étudiés et pour 2 indices de pluie :

IP = 50 ----> sol sec

IP = 300 ---> sol très humide

	Sols nus			Sols sous Caatinga			
	a	b	c	α	β	Γ	ζ
1m ²	0.691	0.009	-3.1	0.165	0.00064	0.0116	-5.26
100 m ²	0.605	0.016	-4.5	0.149	0.00052	0.0090	-6.10
1 ha	0.558	0.020	-7.9	0.134	0.00039	0.0065	-6.94

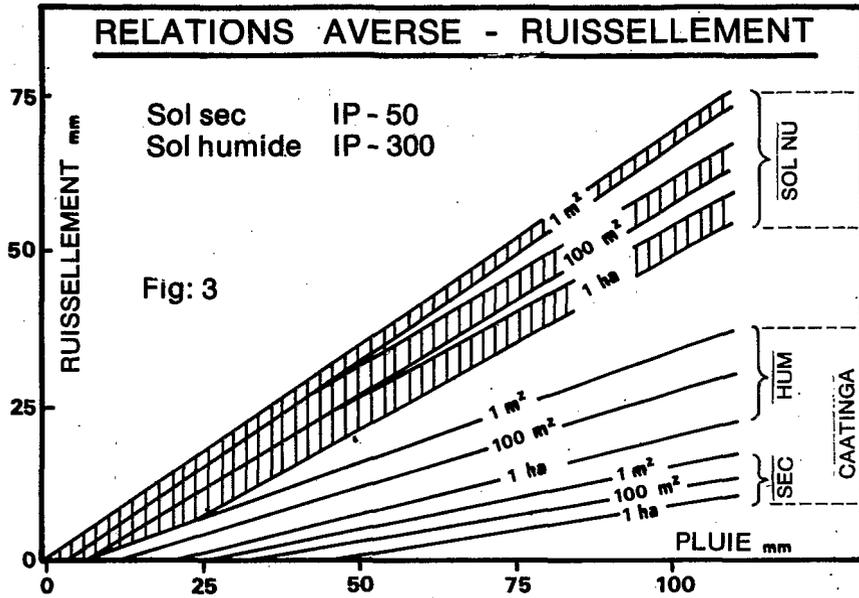


Fig. 3. Relations averse-ruissellement.

Les coefficients a , b , α , β , Γ et ζ sont directement fonction de la superficie correspondante, ou plus exactement de son logarithme. Si bien que l'on peut calculer la valeur de la lame ruisselée en fonction de la pluie (P) et de la superficie (S) à l'aide des relations suivantes, pour des superficies comprises entre 1 m² et 1 ha :

$$\text{Sol nu : LR} = 0,69.P - (0,033.P - 0,003.IP). \log.S + 0,010.IP - 5$$

$$\begin{aligned} \text{Caatinga : LR} &= 0,165.P + 0,00064.P.IP + 0,0116.IP - 5,26 \\ &- \log.S (P/129 + P.IP/16000 + IP/784 + 0,42) \end{aligned}$$

Ces résultats montrent que, dans des conditions moyennes d'humidité, le ruissellement sur sol nu diminue d'environ 5 % chaque fois que la superficie double.

- Rôle de la végétation

L'étude du comportement des superficies de 100 m² et 1 ha avait montré le rôle déterminant de la couverture végétale sur le ruissellement. Les études plus complètes effectuées en 1988 et 1989 sur 1 m², ainsi que le

plus grand nombre de données traitées sur 100 m² et 1 ha, ont permis de mieux définir ce rôle. Le graphique de la figure 4 donne les valeurs du ruissellement sous caatinga en fonction de celui sur sol nu, pour une même pluie et dans des conditions comparables d'humidité préalable des sols.

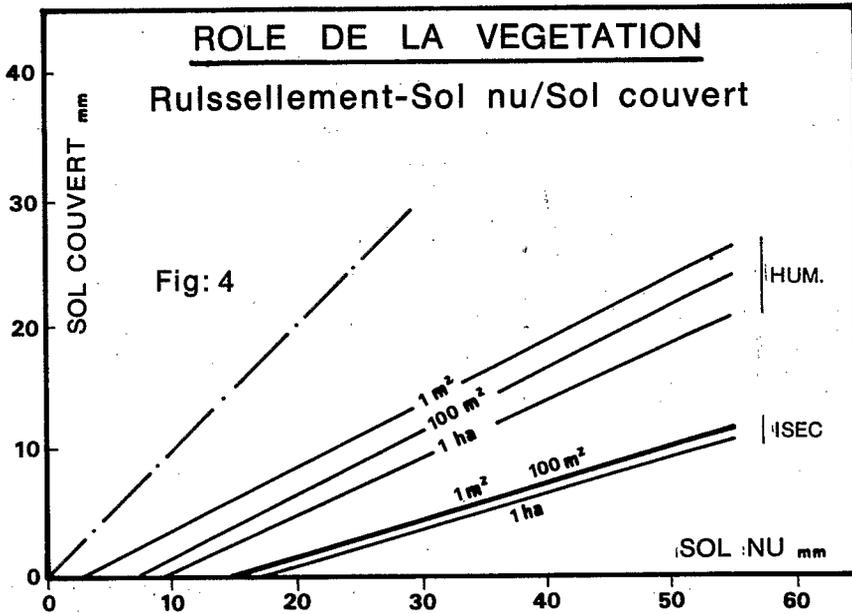


Fig. 4. Rôle de la végétation.

On constate que la réduction de ruissellement est d'autant plus importante que le sol est plus sec. En effet, sur sols secs, l'influence de la végétation sur l'infiltration est prépondérante. Mais lorsque les sols sont très humides, cette influence diminue, et l'horizon A fortement saturé devient un des facteurs principaux limitant l'infiltration.

Ce graphique montre, en outre, que sur microbassins de 1ha, les sols sous caatinga retiennent les 10 à 20 premiers millimètres (suivant l'état d'humidité des sols) qui s'écoulent sur les microbassins dénudés. Puis, par la suite, ils retiendront, pour les fortes pluies, de 60 à 85 % de la part supérieure à ces 10 ou 20 premiers millimètres. Sur 1 m², la première interception se réduit à 5-15 mm et la suivante à 50-80 % de la part supérieure à ces 5-15 mm.

Dynamique interne

Les résultats obtenus sous pluies simulées (microparcelles de 1 m²) et le schéma de fonctionnement présenté figure 2 ont permis de mettre en évidence trois types de flux principaux :

- Infiltration superficielle

On a vu qu'à toutes les échelles d'étude, la couverture végétale apparaît comme un facteur déterminant du ruissellement. Le mécanisme en jeu est en réalité la dégradation de la structure superficielle du sol lorsque sa surface n'est pas protégée de l'impact direct des pluies de fortes intensités. Les expériences de terrain ont montré que l'horizon A ne se comporte pas comme un simple réservoir qui se remplit, mais que ses relations avec les horizons adjacents, auxquels il transmet les flux, sont également déterminants.

- Les transferts de A vers B et C

Le cas des sols bruns modaux sans horizon B textural et des sols lithosoliques ne posent pas de problèmes. On a constaté que l'infiltration progresse rapidement jusqu'à la base du sol. Ainsi ces sols constituent des zones d'infiltration préférentielle, surtout s'ils sont couverts de végétation.

Par contre les phénomènes sont extrêmement compliqués dans les sols bruns à horizon B textural marqué. Les transferts à l'interface A/B sont extrêmement lents tant que l'horizon A n'est pas lui-même au voisinage de la saturation, et même alors ils restent lents. La redistribution du A au profit du B, et à l'intérieur du B est aussi très lente. Ces propriétés et cette dynamique très contrastées entre A et B entraînent, sous pluie suffisante, une saturation de l'horizon A qui se prolonge après la pluie et crée des conditions de drainage latéral. Cette différenciation du profil est donc un des facteurs importants du fonctionnement hydrique superficiel de ces sols. L'absence de végétation augmente cet effet en détournant une part importante de ces circulations au profit du ruissellement.

Dans certains cas le profil se mouille et s'engorge à sa partie supérieure dans le A, et l'eau arrive à la base du B sans traverser celui-ci. Ces courts-circuits peuvent être interprétés par l'hétérogénéité du sol liée à la structure complexe du substrat rocheux. En effet, depuis l'affleurement de pegmatite correspondant à une tache de sol brun modal, jusqu'aux horizons obliques et ondulés et aux filons de quelques centimètres d'épaisseur, on peut avoir un système de voies de circulation rapide extrêmement diversifié. Leur entrée en fonctionnement, échelonnée dans le temps, explique des conditions d'humectation profonde parfois par saccades successives avant d'atteindre la saturation du C.

- *Les drainages*

L'existence de drainages obliques dans les conditions expérimentales a été confirmée par la présence de nappes dans l'altération. Ces nappes s'écoulent latéralement chaque fois que la topographie interne des contacts entre horizons fera apparaître un gradient hydraulique.

Il peut, enfin, exister un drainage vertical à la base du sol, terme sur lequel on ne possède aucune donnée. On peut seulement dire qu'il est, sans doute, faible et localisé, en relation avec l'hétérogénéité et la structure faillée du substrat rocheux.

Quantification des flux

Modèle de simulation résultant.

Le schéma de fonctionnement de ce système, présenté ci-dessus a permis d'établir un modèle de simulation vertical de l'infiltration (cf. figure 5). Chaque horizon (A : superficiel, B : verticale, C : altération) est symbolisé par un réservoir dont les entrées et les sorties correspondent aux divers flux identifiés précédemment.

Chaque réservoir a :

- une capacité maximale : H max
- une capacité minimale : H min
- un contenu actuel : H

- *Réservoir superficiel A*

Ce réservoir possède deux entrées : une, au dessus, alimentée directement par la pluie (I1) et par l'écoulement superficiel (ESentrada) du module situé juste à l'amont, et l'autre, latéral (EBAentrada), alimentée par l'écoulement subsuperficiel au dessus de l'horizon verticale en provenance du module amont. Lors du calage du modèle sur une superficie élémentaire (1 m²), ce flux est pris égal au flux de sortie (EBAsaida).

Les sorties sont au nombre de cinq :

- une au dessus et par les racines, donnant une partie de l'ETR;
- une, au dessous, pour alimenter le réservoir inférieur (I2);
- une, latérale, qui donne l'écoulement subsuperficiel (EBAsaida) quand l'horizon verticale limite l'infiltration I2;
- une, au dessus, par débordement, contribuant à l'écoulement superficiel, quand l'horizon A est près de la saturation;
- une dernière (VP) qui va directement dans l'altération. Il s'agit d'une

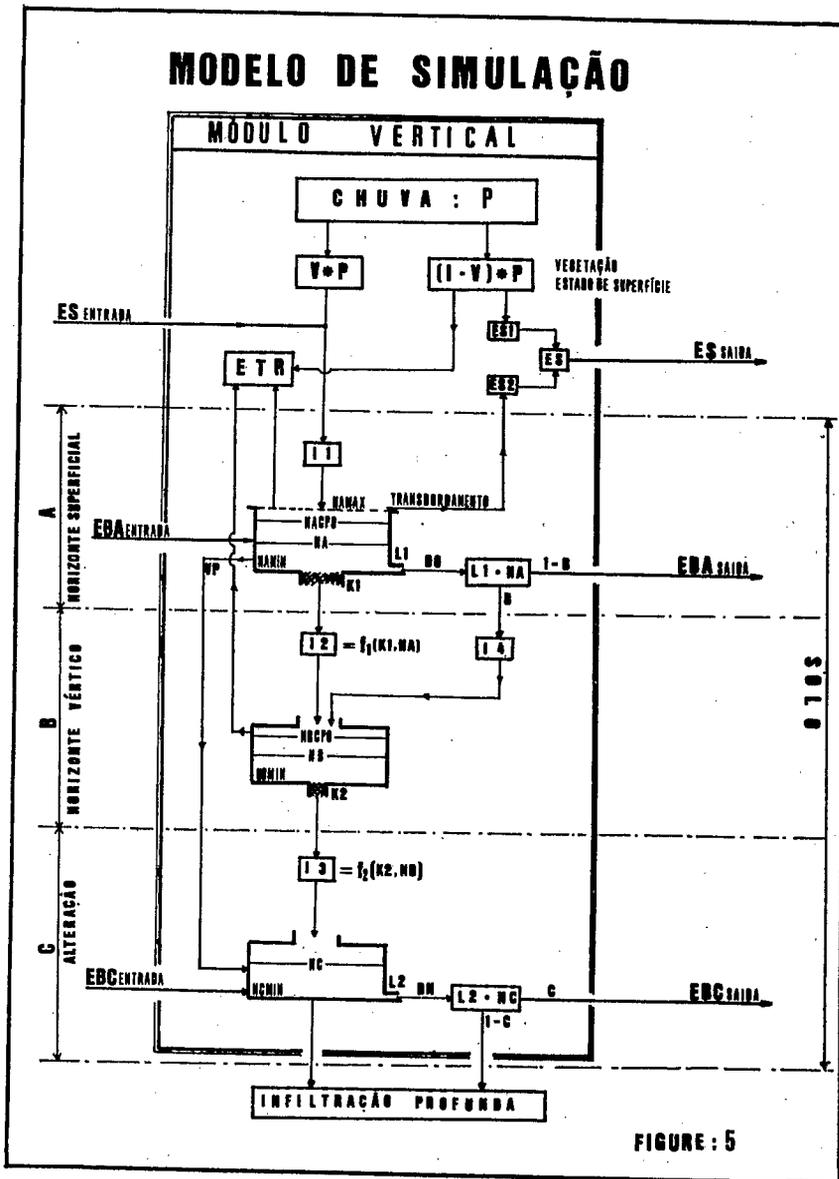


Fig. 5. Modèle de simulation.

voie de circulation préférentielle, particulière et temporaire (fentes de l'horizon verticale lorsqu'il s'assèche, écoulement préférentiel le long des racines, etc....).

- Réservoir de l'horizon verticale B

L'alimentation de ce réservoir vient, d'une part, directement de l'horizon superficiel (I2), et d'autre part, d'une partie (I4) du drainage subsuperficiel avant que celui-ci ne sorte du module. La sortie supérieure contribue à l'ETR, et la sortie inférieure alimente le réservoir de l'horizon C par infiltration (I3).

Dans le cas des sols bruns modaux, quand il n'y a pas d'horizon verticale, les flux I2 et I4 vont directement dans le réservoir C.

- Réservoir de l'altération C

L'entrée principale de ce réservoir est I3 venant de B, ou I2 + I4 venant de A, dans le cas des sols modaux. Il y a aussi deux autres entrées : les voies de circulation préférentielle quand elles existent et les drainages obliques des nappes temporaires de l'altération (EBCentra). La sortie principale (EBCsaïda) est celle qui alimente ces nappes temporaires et le drainage oblique. Finalement, il peut y avoir quelques infiltrations profondes hors du module.

Calage du modèle sur 1m²

Actuellement le modèle est dans sa phase de calage sur les microparcelles de 1 m² sur sols bruns vertiques et non vertiques, avec et sans couverture végétale. Le problème principal est la détermination du transfert de l'eau de l'horizon A vers l'horizon B (fonction f 1), et de l'horizon B vers l'altération C (fonction f 2). Pour le moment ces fonctions sont testées avec des formes exponentielles du type :

$$I2 = HA * \exp(-K1) \text{ et } I3 = HB * \exp(-K2)$$

Mais, en réalité, K1 et K2 sont des coefficients de conductivité hydraulique du sol, et il est préférable d'utiliser les relations $K(\theta)$ de la conductivité hydraulique K en fonction de l'humidité volumique θ . Une expérience d'infiltration sous charge d'eau constante (méthode du "drainage interne") a permis d'établir, par traitement statistique, les relations $K(\theta)$ et $H(\theta)$ de la tension en fonction de l'humidité volumique. Mais, en raison de la très forte hétérogénéité des sols, la précision obtenue n'est pas suffisante pour introduire ces valeurs dans le modèle, sauf, peut-être, pour l'horizon A où il est possible d'appliquer une relation du type Brooks et Corey

(1964) :

$$K = K_r \left[\frac{\theta_s - \theta}{\theta_s - \theta_r} \right]^B$$

où θ_s et θ_r sont des paramètres de calage qui peuvent être assimilés à des humidités volumiques à saturation et résiduelle. Les valeurs de chacun des paramètres et coefficients de la relation sont les suivantes :

$$\begin{array}{ll} 28.0 \leq \theta_s \leq 37.5 & 5 \leq \theta_r \leq 20 \\ 5.0 \text{ E-}6 \leq K_r \leq 1.0 \text{ E-}5 & -5.5 \leq B \leq -3.0 \end{array}$$

La détermination de la conductivité hydraulique K en fonction de la teneur en eau θ de chaque type de sol doit être déterminée, en laboratoire, sur petits cylindres. Les résultats permettront de mieux connaître ce $K(\theta)$ pour chacun des horizons.

L'évapotranspiration réelle (ETR) qui est un phénomène assez stable, est liée à l'évapotranspiration potentielle (ETP) par un coefficient de réduction K_R qui dépend de la teneur en eau du sol. Donc, la détermination de ce coefficient dépend de l'état d'humidité de l'horizon pour lequel va être calculée l'ETR. Nous avons vu, ci-dessus que chaque réservoir est défini par deux paramètres caractéristiques et la teneur en eau actuelle. Par exemple, dans le cas de l'horizon superficiel, nous avons la capacité maximale (H_{Max}), la capacité minimale (H_{Amin}) ou point de flétrissement, et la teneur en eau actuelle (HA). On peut ajouter un autre paramètre qui est la capacité au champ (H_{Acpo}) dont la valeur est comprise entre H_{Max} et H_{Amin} . Le coefficient K_c dépend de ces quatre valeurs caractéristiques du réservoir. En définitive, la forme suivante a été choisie pour le calcul de l'ETR du réservoir superficiel :

$$\begin{array}{l} \text{quand } HA \geq H_{Acpo} \text{ ---> } ETR = ETP \\ \text{quand } HA \leq H_{Acpo} \text{ ---> } ETR = ETP \frac{HA - H_{Amin}}{H_{Acpo} - H_{Amin}} \end{array}$$

Les horizons B des sols vertiques contribuent aussi à l'ETR. Les relations pour l'évaluer sont semblables à celles définies pour l'horizon A. Mais, comme la contribution du B est bien inférieure à celle du A, on admet que la répartition de l'ETR entre A et B est dans la proportion de 80/20.

Extension du modèle à des superficies plus grandes

Après avoir calé le modèle vertical sur des superficies de 1 m² (module élémentaire des microparcelles) pour chaque type de sol, du lithosol au vertisol, l'interconnexion de ces modules entre eux devrait permettre de simuler le comportement hydrodynamique et d'évaluer les différents termes du bilan hydrique de superficies plus grandes telles que 100 m², 1ha et même 1 km². Peut-être sera-t-il aussi possible de donner une explication au phénomène d'effet d'échelle lorsque l'on passe d'une petite superficie à une plus grande? Dans ce but, chacune de ces superficies est divisée en zones de caractéristiques physiques homogènes (sol, végétation, pente), sur lesquelles est appliqué un modèle de simulation vertical déjà calé précédemment sur une zone élémentaire identique. En plus de la pluie qui est une donnée d'entrée, les entrées de chacun des modules doivent correspondre aux sorties du module immédiatement en amont.

Conclusion

Ce modèle a l'avantage de représenter les principaux termes du bilan hydrique déterminés à partir d'une étude très détaillée des sols bruns d'une région caractéristique du Nordeste semi-aride du Brésil. C'est le résultat direct d'un schéma de fonctionnement sol-végétation correspondant à la réalité physique des observations de terrain basées sur les mesures conjointes du potentiel (tensiomètres), de l'humidité volumique du sol (sonde à neutrons) et du ruissellement (limnigraphe), sous pluies simulées (minisimulateur de pluie) et naturelles.

En outre, il permettra, peut-être, d'expliquer l'effet d'échelle, c'est-à-dire la réduction de la hauteur de la lame d'eau écoulée lorsque la superficie prise en compte augmente. Cet effet d'échelle a été constaté et mesuré sur le terrain et a pu être chiffré grâce aux relations présentées ci-dessus.

Bibliographie

- Audry, P., E. Cadier, J.C. Leprun et M. Molinier 1987. Projet " Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale. Rapport d'avancement des travaux en juin 1987. ATP-PIREN, ORSTOM. Recife (Brésil).
- Audry, P., E. Cadier, J.C. Leprun et M. Molinier. 1987. Projeto: Dinâmica de água e das matérias em um ecossistema representativo do Nordeste brasileiro. Condições de extrapolação espacial na escala regional. Relatório de andamento dos trabalhos. ORSTOM, Recife. Síntese do relatório de andamento do trabalho de 1987. ORSTOM,

Recife.

Brooks, R.H. et A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media. Colorado State University, Fort Collins, *Hydrol. Paper*, No. 3.

Leprun, J.C., M.S. Assuncao et E. Cadier. 1983. Avaliação dos recursos hídricos das pequenas bacias do Nordeste semi-árido. Características físico-químicas. SUDENE, *Sér. Hidrologia*, No. 15.

Molinier, M. 1985. Um minissimulador de chuva ou infiltrômetro de aspersão, VI Simpósio Brasileiro de Hidrologia e Recursos Hídricos, São Paulo, 11-14 nov. 1985, Vol. 3, pp. 405-418.

Molinier, M., C.O. Galvao et H.P. Gomes. 1987. Determinação do escoamento de uma bacia hidrográfica através das técnicas de simulação de chuva, VII Simposio brasileiro de hidrologia e recursos hídricos. Salvador, Brésil, Vol. 2, pp. 530-544.

Molinier, M., P. Audry, J.C. Desconnets et J.C. Leprun. 1988. Projeto: Dinâmica de água e das matérias em um ecossistema representativo do Nordeste brasileiro. Condições de extrapolação espacial na escala regional. Relatório de andamento dos trabalhos em junho de 1988. ATP-PIREN, ORSTOM, Recife.

Molinier, M., P. Audry, J.C. Desconnets et J.C. Leprun. 1989. Projet : "Dynamique de l'eau et des matières dans un écosystème représentatif du Nordeste brésilien. Conditions d'extrapolation spatiale à l'échelle régionale". Rapport final. ATP-PIREN, ORSTOM, Recife.

Poss, R. 1987. Bhyson Logiciel intégré pour le traitement des données d'humidimétrie neutronique. ORSTOM, Logor.

Touma, J. 1987. Test. Modèle pour tester la représentativité des caractéristiques hydrodynamiques d'un sol non saturé déterminées in-situ. ORSTOM, Dakar.

UFPB-CNPq. 1987. Modelo de aproveitamento hidrológico em bacias experimentais na região de Sume. Campina Grande, PB.

Vaclin, M. et G. Vachaud. 1987. Caractérisation hydrodynamique des sols: analyse simplifiée des essais de drainage interne, *Agronomie*, 7(9), 647-655.