
Derniers résultats obtenus en zone tropicale sur les modalités de transfert pluie-débit par l'emploi de simulateurs de pluie

*Latest rainfall/runoff data determined
for a tropical area by use of rain simulators*

Alain Lafforgue

Maître de Recherches,
Mission ORSTOM en Tunisie,
18, Av. Charles Nicolle, Tunis

Alain Casenave

Chargé de Recherches,
Centre ORSTOM d'Adiopodoumé,
B.P. V 51, Abidjan (R.C.I.)

Introduction

Un des principaux obstacles rencontré dans l'étude au champ des modalités de transfert pluie-débit est le nombre important des facteurs entrant en jeu simultanément dans les processus observés. Pour analyser de façon précise le rôle de chacun de ces facteurs et quantifier leurs influences respectives il est donc séduisant de rechercher à agir expérimentalement sur les phénomènes, soit en éliminant certains des facteurs dont les rôles interfèrent, soit en fixant leurs valeurs. D'où l'idée de travailler sur de petites surfaces homogènes où les paramètres caractéristiques du milieu peuvent être facilement appréhendés et d'utiliser un appareillage susceptible de délivrer à volonté des pluies de hauteurs et d'intensités fixées à l'avance.

De telles méthodes expérimentales ayant déjà porté leurs fruits dans plusieurs régions du monde, notamment aux Etats Unis, l'ORSTOM les met en œuvre depuis 1975 en Afrique de l'Ouest dans le cadre d'une étude extensive de la susceptibilité des sols à l'érosion et au ruissellement.

Les résultats analytiques obtenus à ce jour sont assez nombreux pour qu'on puisse expliciter dans le cas général les liaisons existant entre caractéristiques des pluies et caractéristiques des écoulements à l'échelle de la parcelle. C'est ce que l'on se propose de montrer sur quelques exemples. On se bornera cependant à l'exposé de cas généraux, le cadre forcément limité de ce mémoire ne permettant pas d'aborder l'étude des singularités de comportement rencontrées sur certains types de sols à structure discontinue ou à gradients élevés de variation des paramètres hydrodynamiques.

Equipements, données expérimentales, protocoles

Deux modèles d'appareils sont utilisés selon le milieu étudié ou les buts recherchés.

Le premier, utilisé depuis 1975, est un simulateur du type "Swanson". Il est à bras tournants et permet de réaliser des arrosages à intensités constantes entre 25 et 150 mm/h sur deux parcelles parallèles de 5 m de largeur sur 10 m de longueur dans le sens de la pente. Il a été conçu pour que le diamètre moyen ainsi que l'énergie cinétique des gouttes de pluie délivrées soient voisins de ceux que l'on rencontre dans les averses naturelles pour des intensités de 60 mm/h et de 120 mm/h. Les dimensions de l'aire irriguée (200 m²) sont telles que les effets de bordure puissent être considérés comme négligeables et que les effets d'hétérogénéité du sol soient masqués vis-à-vis des phénomènes étudiés.

Le deuxième, de conception originale, a été mis au point par l'ORSTOM en 1977. Le système d'arrosage est fixé au sommet d'une tour de 3,5 m de haut. Ce système est constitué d'un gicleur calibré monté sur un bras mobile auquel un moteur électrique imprime un mouvement de balancement. Le réglage en intensité est obtenu en modifiant l'amplitude du balancement et peut être réalisé en cours d'arrosage de façon progressive et continue entre 30 mm/h et plus de 150 mm/h. Etant donné la petite taille de la parcelle de mesure (1 mètre sur 1 mètre) le dispositif est beaucoup plus léger et maniable que le précédent, ce qui permet de multiplier le nombre de parcelles pour un même type de sol et, surtout, de pouvoir travailler sous couvert forestier.

Les parcelles sont équipées de canaux collecteurs situés en bordure aval et drainant les eaux de ruis-

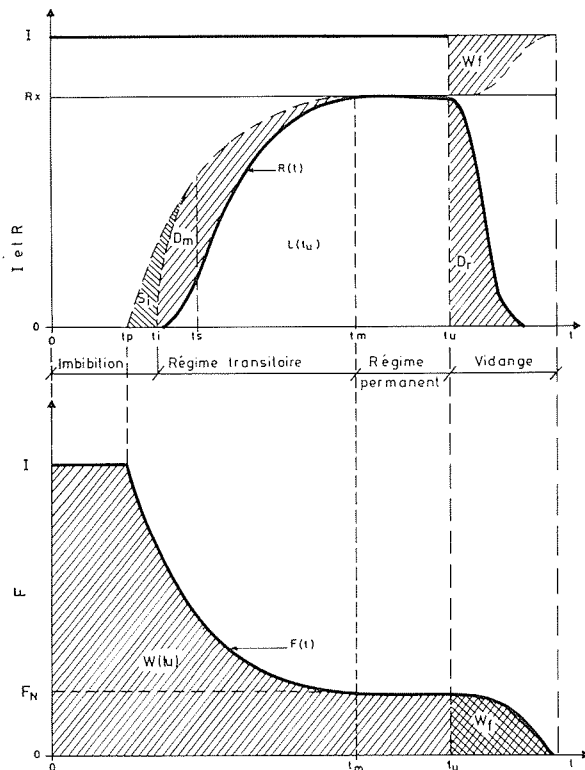


Figure 1 — Ruissellement et infiltration sous intensité d'averse constante.

sellement vers des cuves de mesure calibrées munies de limnigraphes.

Grâce à ces dispositifs, en prenant pour origine des temps t l'instant du début de la pluie, on obtient à l'issue de chaque essai, et pour une parcelle donnée, un hyétogramme $I(t)$ et un hydrogramme $R(t)$ comparables à ceux de la figure 1 dans le cas général.

Sur cette figure ont en outre été représentés par des surfaces hachurées les différents termes du bilan de surface qui sont :

- la hauteur de pluie cumulée $P(t)$ correspondant à l'intensité de pluie $I(t)$ généralement constante,
- la hauteur de lame d'eau ruisselée cumulée à laquelle correspond l'intensité de ruissellement $R(t)$,
- la lame d'eau $S(t)$ stockée à la surface de la parcelle sous forme de flaques stagnantes,
- la détention superficielle mobilisable $D_m(t)$ dont une fraction D_r est récupérée pour le ruissellement après l'arrêt de l'arrosage,
- la lame d'eau infiltrée cumulée $W(t)$ à laquelle correspond l'intensité d'infiltration $F(t)$.

Il apparaît d'autre part à l'examen de la figure 1 que le processus complet de ruissellement et d'infiltration est constitué de quatre phases successives dont l'individualisation est bien apparente lorsque l'intensité de la pluie reste constante.

La phase d'imbibition

Au début de la pluie jusqu'au temps t_i on n'observe aucun ruissellement à l'exutoire de la parcelle. L'intensité de la pluie étant généralement, au début, inférieure à la capacité d'infiltration du sol, il y a tout d'abord

infiltration totale. Au delà d'un temps t_p , si l'intensité d'arrosage est suffisante, un excès d'eau apparaît en surface et sert au remplissage des dépressions du sol jusqu'au temps t_i . Pour cette phase on distingue les hauteurs d'eau W_p et W_i qui se sont infiltrées respectivement aux temps t_p et t_i et l'on a évidemment en désignant par P_p et P_i les hauteurs de pluie cumulées jusqu'à ces mêmes instants :

$$\begin{aligned} P_p &= W_p \\ P_i &= W_i + S_i \end{aligned} \quad (1)$$

La phase transitoire

Au temps t_i le ruissellement se déclenche et son intensité croît jusqu'au temps t_m selon une courbe en S qui traduit un régime transitoire durant lequel se superposent trois phénomènes variables : diminution continue de l'intensité d'infiltration, augmentation de la détention superficielle mobilisable et, dans une moindre mesure, du stockage définitif. L'équation de continuité relative au bilan s'écrit simplement dans le cas général :

$$P(t) - L(t) - W(t) - D_m(t) - S(t) = 0 \quad (2)$$

La phase de régime permanent

Au-delà du temps t_m , l'infiltration F atteint une valeur minimale limite F_N à laquelle correspond une valeur maximale de ruissellement R_x constante. La lame d'eau ruisselée cumulée devient alors une fonction linéaire du temps :

$$L(t) = L(tm) + R_x \cdot (t - tm) \quad (3)$$

La phase de vidange des réserves superficielles

Dès l'instant t_u qui désigne l'arrêt de la pluie, le ruissellement décroît progressivement pour s'annuler au temps t_f . A chaque instant la détention superficielle se partage entre ruissellement et infiltration, et la lame d'eau qui s'écoule hors de la parcelle pendant la durée de cette phase est donnée par :

$$D_r = D_{mx} - [W]_{t_u}^{t_f} \quad (4)$$

où D_{mx} désigne la valeur maximale de D_m correspondant au palier de ruissellement R_x .

Quant aux protocoles de mesure, ils comprennent généralement des chroniques d'arrosage telles que l'on puisse étudier séparément les rôles des facteurs principaux susceptibles d'intervenir sur les quantités ruisselées ou infiltrées et leur répartition dans le temps. On s'accorde à penser que pour une parcelle donnée ces facteurs sont la hauteur totale de la pluie, son intensité, l'état d'humectation initial du sol ainsi que la nature et l'importance du couvert végétal. En ce qui concerne la hauteur de pluie, la relation (3) montre qu'il est inutile de prolonger les arrosages au-delà du temps t_m , par conséquent les durées d'averse ne sont pas fixées à l'avance et l'on convient d'arrêter un essai 15 ou 20 minutes après que le palier de ruissellement ait été atteint.

En revanche on s'arrange dans la mesure du possible pour que la gamme complète des intensités disponibles soit testée (par exemple 30, 60, 90 et 120 mm/h) et à chacune de ces intensités on fait correspondre une série d'averses espacées par des intervalles de temps t_a tels que l'état d'humectation initial puisse varier dans la plage la plus étendue possible. En pratique on essaie de se rapprocher des valeurs de t_a suivantes : 48 h, 24 h, inférieure à 6 h, supérieure à 3 jours et l'on termine la série d'essais par un train d'averses séparées par des intervalles de temps très courts, à peine supérieurs à la durée de disparition des flaques. Cette dernière séquence permet d'étudier les réactions de la parcelle pour un état de saturation maximale du sol et d'obtenir ainsi une évaluation du stockage superficiel S . D'autre part, afin de tester l'influence du couvert végétal, pour un même type de sol le protocole d'essais est appliqué en parallèle sur plusieurs états différents de la surface.

Résultats analytiques relatifs à l'étude du processus de ruissellement

La phase d'imbibition

Elle est globalement caractérisée par la hauteur de pluie d'imbibition P_i (ou précipitation limite de ruissellement) et l'expérience montre que cette hauteur dépend de trois facteurs : l'intensité de la pluie, l'état hydrique initial de la surface du sol, l'état morphologique et structural de cette dernière (pratique culturale, absence ou présence de végétation, de croûte ou de pellicule de battance).

En ce qui concerne l'influence de l'intensité on possède malheureusement peu de résultats expérimentaux permettant d'établir des liaisons significatives $P_i(I)$ car dans la gamme des intensités testées ($I > 30$ mm/h et très souvent $I > 60$ mm/h) cette influence est relativement faible par rapport à celle des autres facteurs et à la précision des mesures. Toutefois, étant donné l'importance de cette influence en régimes naturels de précipitation, régimes pour lesquels on observe souvent une forte proportion d'averses à faible intensité moyenne, on a recherché une expression mathématique de la liaison $P_i(I)$. Cette recherche repose sur la formulation de la décroissance de l'infiltration selon Horton, formulation empirique qui rend compte généralement mieux que toute autre des phénomènes observés.

On rappelle que la formule de Horton s'écrit avec les notations utilisées ici :

$$F(t) = F_N + (F_0 - F_N)e^{-kt} \quad (5)$$

où F_0 représente l'infiltrabilité du sol au début du processus et k un paramètre de forme ayant la dimension de l'inverse d'un temps.

L'intégration de cette équation permet par ailleurs d'explicitier en fonction du temps la hauteur de la lame d'eau infiltrée cumulée $W(t)$ depuis le début de l'arrosage. En effet, si $I > F_0$ on a :

$$W(t) = \frac{F_0 - F_N}{k} (1 - e^{-kt}) + F_N \cdot t \quad (6)$$

et si $F_N < I < F_0$:

$$W(t) = \frac{I - F_N}{k} [1 - e^{-k(t-t_p)}] + F_N(t - t_p) + I \cdot t_p \quad (7)$$

Deux cas sont donc à considérer selon que l'intensité de la pluie est inférieure ou supérieure à l'infiltrabilité initiale du sol :

Le premier cas ($I > F_0$) correspond à une forte intensité de pluie, supérieure dès le début à la capacité d'absorption du sol. L'infiltration s'effectue à partir des flaques et en faisant $t = t_i = P_i/I$ dans la relation (6) on obtient la hauteur de la lame d'eau infiltrée à l'apparition du ruissellement :

$$W_i = \frac{F_0 - F_N}{k} \left(1 - e^{-k \frac{P_i}{I}}\right) + P_i \frac{F_N}{I} \quad (8)$$

et en éliminant W_i entre (8) et (1) il vient :

$$P_i \left(1 - \frac{F_N}{I}\right) - S_i = \frac{F_0 - F_N}{k} \left(1 - e^{-k \frac{P_i}{I}}\right) \quad (9)$$

équation qui définit de façon implicite la relation $P_i(I)$.

Le deuxième cas ($F_N < I < F_0$) correspond aux faibles intensités d'averse et à une première phase d'infiltration sans submersion.

Cette fois les flaques n'apparaissent à la surface du sol qu'au bout d'un temps t_p obtenu en faisant $F = I$ dans (5), soit :

$$t_p = \frac{1}{k} \text{Log} \left(\frac{F_0 - F_N}{I - F_N} \right)$$

et

$$P_p = \frac{1}{k} \text{Log} \left(\frac{F_0 - F_N}{I - F_N} \right) \quad (10)$$

Cependant le problème peut être résolu de la même façon que pour le cas précédent en calculant par (7) la hauteur d'eau infiltrée entre les temps t_p et t_i soit :

$$W_i - W_p = P_i - P_p - S_i = \frac{F_0 - F_N}{k} \left(1 - e^{-k \frac{P_i - P_p}{I}}\right) + (P_i - P_p) \frac{F_N}{I},$$

soit encore :

$$(P_i - P_p) \left(1 - \frac{F_N}{I}\right) - S_i = \frac{I - F_N}{k} \left(1 - e^{-k \frac{P_i - P_p}{I}}\right), \quad (11)$$

équation qui définit encore implicitement avec (10) la relation $P_i(I)$ et qui se déduit de l'équation (9) en remplaçant P_i par $P_i - P_p$ et F_0 par I .

Ces équations ont été résolues par itérations et la figure 2 fournit la représentation de quelques courbes $P_i(I)$ paramétrées selon les valeurs de S_i dans l'hypothèse où le coefficient k de la formule de Horton serait lui-même proportionnel à l'intensité de la pluie (Morin et Benyamini, 1977). C'est en effet un résultat impor-

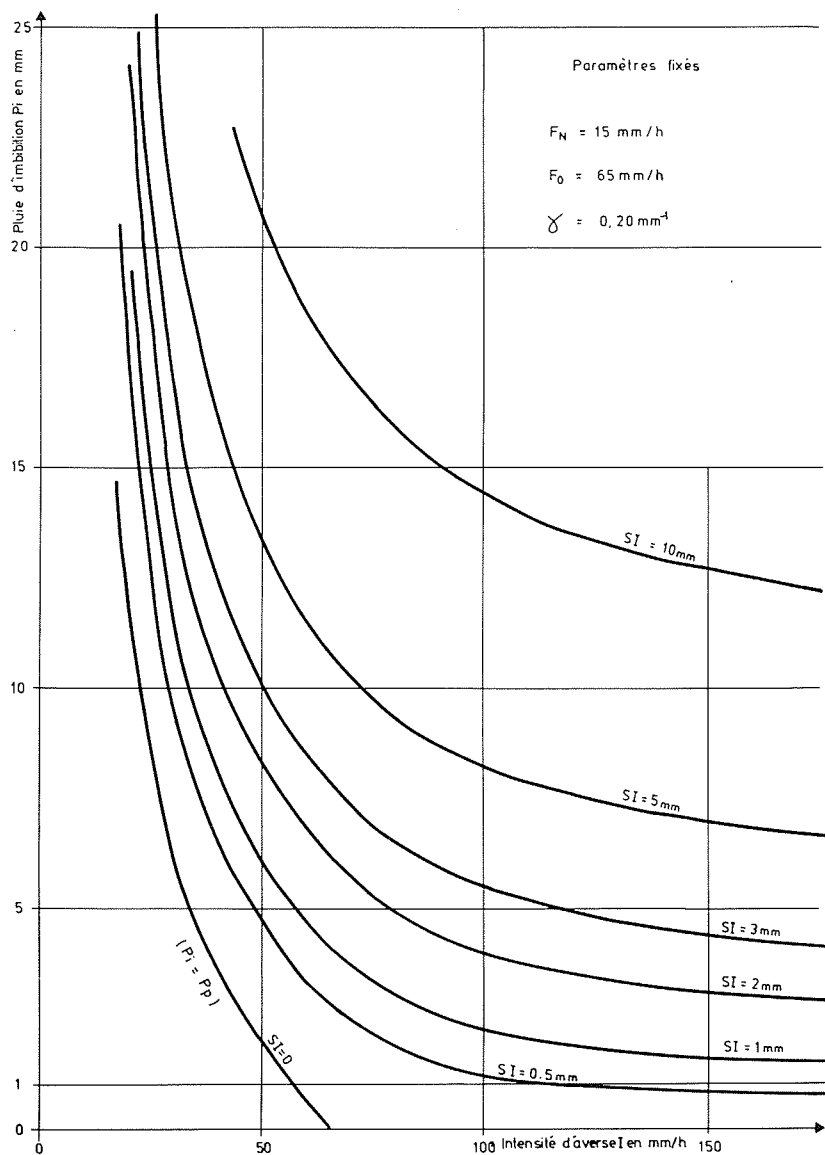


Figure 2 - Courbes $P_i(I)$ paramétrées selon les valeurs de S_i .

tant mis en évidence par ces chercheurs sur des sols dépourvus de végétation. On aurait selon eux :

$$k = \gamma I \quad (12)$$

γ étant alors un coefficient beaucoup plus caractéristique du sol et de son état que le coefficient k .

On peut noter que malgré des lacunes importantes au niveau des faibles intensités, les résultats expérimentaux dont on dispose confirment la validité des relations qui viennent d'être exposées.

En ce qui concerne l'influence de l'état d'humectation du sol, on obtient d'assez bonnes régressions linéaires entre les valeurs de la pluie d'imbibition et celles de l'humidité volumique du sol au voisinage de la surface, les relations obtenues étant de la forme

$$P_i = C(\theta_s - \theta_0) + S_i \frac{I}{I - F_N} \quad (13)$$

où θ_s et θ_0 désignent respectivement les humidités du

sol à saturation et au début de la pluie, C étant un coefficient dépendant du sol et de l'intensité d'arrosage.

Quant à l'influence de la nature et de l'état du revêtement superficiel, elle peut être spectaculaire lorsque les sols ont reçu des traitements culturaux tels que labours, buttage ou mulching. L'augmentation de la hauteur de pluie d'imbibition peut alors atteindre plusieurs dizaines de millimètres et parfois dépasser 100 millimètres.

La phase transitoire

L'examen de phases transitoires successives (Fig. 3) montre que la forme et la position des courbes d'infiltration évoluent de façon régulière en fonction de l'état d'humectation initial. Le paramètre de forme k présente, d'une manière générale une valeur d'autant plus élevée que le sol est plus humide et, à la limite, si le sol est saturé, k prend une valeur infinie et le régime permanent d'infiltration est atteint dès le début de l'arrosage.

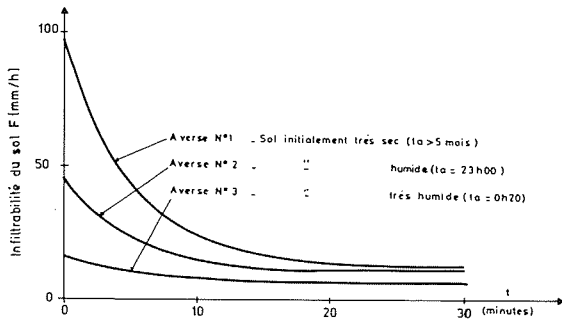


Figure 3 — Evolution des courbes d'infiltration en fonction de l'état d'humectation initial (Sol argilo-sableux de Haute-Volta).

Inversement, les paramètres de position F_0 et F_N apparaissent comme étant des fonctions décroissantes de cette même humidité initiale.

On doit ajouter que l'intensité de l'averse a un effet sensible sur la valeur finale F_N de l'intensité d'infiltration (voir paragraphe suivant) et il semble également que cet effet se manifeste au niveau du paramètre k (voir relation 12 plus haut). Mais il convient de signaler que la plupart des sols tropicaux qui ont été testés présentent une instabilité importante et, très souvent, les caractéristiques de la tranche superficielle ne cessent d'évoluer tout au long des averses : destruction des mottes, compactage, aplanissage ou ravinement, constitution d'une croûte superficielle... Dans ces conditions il est parfois délicat de démêler les effets dus aux variations d'intensité de ceux résultant d'une modification de structure superficielle du sol.

Le régime permanent

Il est caractérisé par des intensités d'infiltration (F_N) ou de ruissellement (R_x) constantes dans le temps et l'expérience montre que pour un sol donné ce régime est soumis à l'influence de trois facteurs : intensité de l'averse, état d'humectation initial et traitement du sol en surface.

Toutes choses égales par ailleurs, l'influence de l'intensité de la pluie se traduit par une relation linéaire de la forme

$$R_x = K(I - I_Q) \quad (14)$$

dans laquelle K est un coefficient inférieur à 1 et caractérisant l'hétérogénéité du sol en surface : K serait égal à 1 dans le cas, très exceptionnel au champ, où le sol présenterait une perméabilité uniforme en tous points de sa surface et K prend des valeurs d'autant plus faibles que la plage de variation des perméabilités ponctuelles est plus étendue. Quant à l'effet de l'humectation initiale, il porte sur la valeur du terme I_Q , "intensité d'averse limite de ruissellement", défini comme étant l'abscisse à l'origine de la droite $R_x(I)$, d'autant plus faible que le sol est plus humide au départ. D'autre part, aussi bien I_Q que K dépendent de l'état du sol en surface (traitement et couverture végétale), les valeurs les plus fortes de R_x étant obtenues sur des sols dépourvus de végétation et non remaniés.

La phase de vidange des réserves superficielles

Sur parcelle expérimentale la phase de vidange ne met en jeu qu'une hauteur de lame ruisselée D_r , relati-

vement faible, dépassant rarement deux ou trois millimètres. Cette phase intervient donc relativement peu dans les bilans, surtout si les averses sont de longue durée. Il en va cependant tout autrement sur des surfaces réceptrices de plus grandes dimensions car, au-delà de quelques hectares, pour peu que le terrain présente des pentes faibles, le temps de concentration n'étant plus négligeable en regard des durées d'averse, les volumes écoulés ou infiltrés globaux peuvent, pour une part appréciable, provenir de la vidange des réserves accumulées en surface. Il est donc intéressant de pouvoir évaluer l'importance de celles-ci et c'est dans ce but qu'ont été recherchées des relations entre la hauteur moyenne D_m de la lame d'eau en mouvement à l'arrêt de la pluie et les différents facteurs intervenant dans la phase de vidange.

Les résultats obtenus au cours de nombreux essais expérimentaux réalisés en faisant varier les pentes (de 4 % à 20 %) et les longueurs (de 2 à 10 mètres) des parcelles ont conduit à adopter une relation du type

$$D_m = A \sqrt{R_x} \quad (15)$$

en considérant que le coefficient A ne dépendait que de la pente topographique et de la rugosité du sol pour une longueur donnée de parcelle : l'expérience montre en effet que dans le domaine exploré le coefficient A est proportionnel à $i^{-1/3} \times \ell^{1/4}$, i étant la pente et ℓ la longueur de la parcelle.

Résultats relatifs à la lame d'eau ruisselée

L'influence globale des différents facteurs sur la hauteur de lame d'eau ruisselée peut être mise en évidence soit à l'aide des résultats analytiques décrits au paragraphe précédent, soit directement à partir des hydrogrammes expérimentaux, selon les facteurs étudiés. On se limitera ici à l'étude succincte de l'influence de quatre d'entre eux.

Influence des caractéristiques de l'averse (hauteur et intensité)

Il est possible d'établir une expression analytique de la lame d'eau ruisselée L_r correspondant à une averse d'intensité constante I , de durée t et de hauteur P . Il suffit pour cela d'effectuer le bilan global :

$$L_r = P - P_i - [W]_{t_i}^t - (D_m - D_r)$$

et en explicitant $[W]_{t_i}^t$ à l'aide de la relation (6) :

$$[W]_{t_i}^t = \frac{F_0 - F_N}{k} \left(e^{-k \frac{P_i}{I}} - e^{-k \frac{P}{I}} \right) + \frac{F_N}{I} (P - P_i) ,$$

il vient :

$$L_r = \left(1 - \frac{F_N}{I} \right) (P - P_i) - \frac{F_0 - F_N}{k} \left(e^{-k \frac{P_i}{I}} - e^{-k \frac{P}{I}} \right) - (D_m - D_r) ,$$

expression fournissant implicitement la relation $L_r(P, I)$.

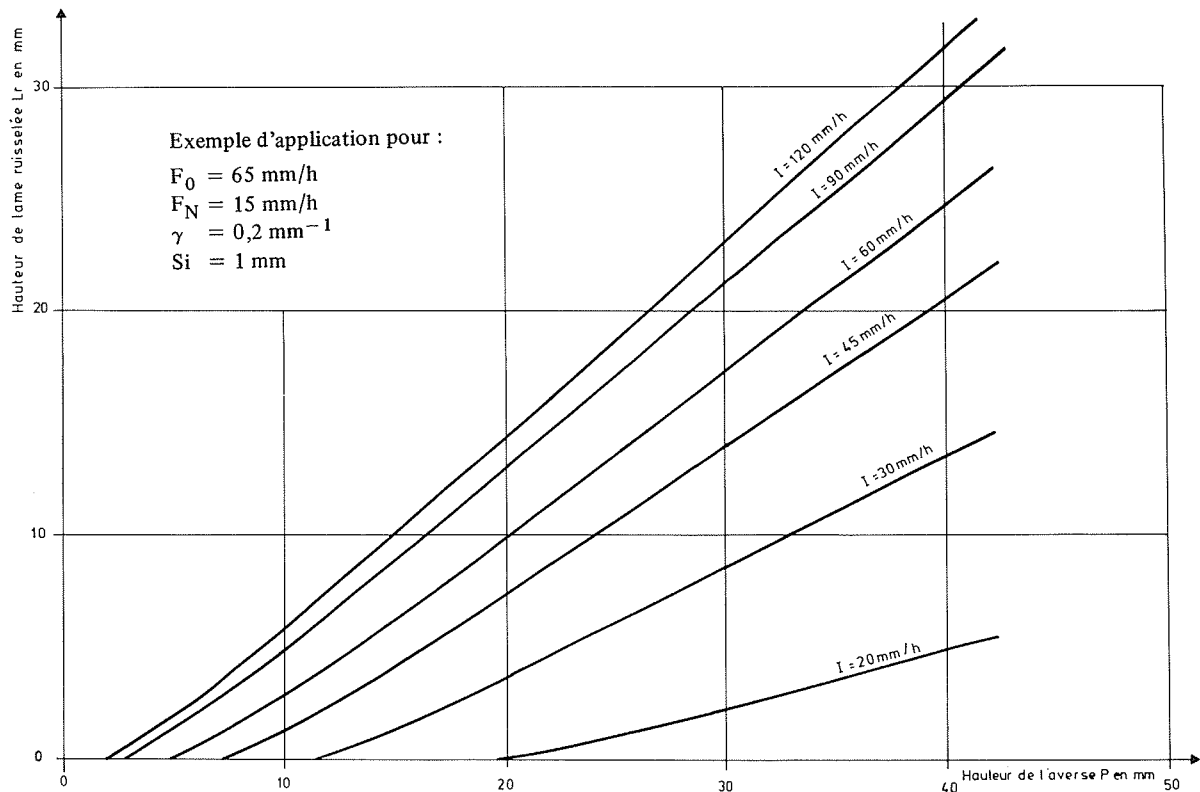


Figure 4 – Influence des caractéristiques de l'averse sur la hauteur de lame ruisselée pour des arrosages à intensité constante.

Quelques courbes représentatives définies par cette équation et rendant compte des phénomènes observés ont été tracées en figure 4, la hauteur de pluie étant choisie comme facteur principal.

Influence de la végétation

L'influence de ce facteur est généralement étudiée d'une façon globale et plus qualitative. Pour illustrer une des approches possibles on donnera un exemple extrait de travaux récents réalisés dans le sud-ouest de la Côte d'Ivoire sous le couvert forestier de Taï (Casenave, 1979).

On a recherché quelle était l'influence de la végétation en utilisant des couples de parcelles constitués comme suit :

- une parcelle en état naturel
- une parcelle dite "sur sol nu", les herbes ayant été coupées au ciseau au ras du sol et les feuilles mortes tombées à l'intérieur ayant été retirées sans qu'on ait touché à la litière.

Pour chaque couple on a obtenu des courbes traduisant l'effet de la végétation sur le ruissellement en corrélant les valeurs de lames ruisselées relatives à des hauteurs de pluie égales, appliquées dans des conditions d'humectation initiale identiques. Ces courbes sont données en figure 5 et montrent que la réduction de hauteur ruisselée due à la présence de végétation est d'autant plus importante que la hauteur de l'averse est plus faible.

Influence de l'état d'humectation initial

Pour des raisons de commodité les paramètres représentatifs de l'état d'humectation initial pris en compte

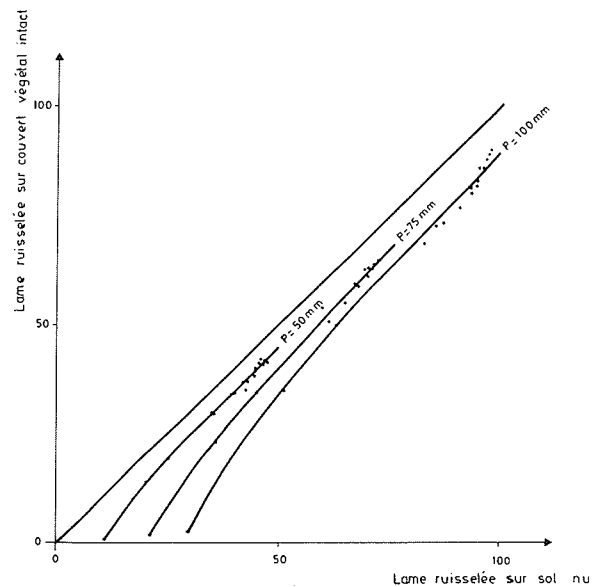


Figure 5 – Influence du couvert végétal sur la hauteur de lame ruisselée.

dans les régressions sont établis de préférence à partir de la chronique des précipitations antérieures, les meilleurs résultats étant fournis soit par le simple paramètre t_a , soit par un indice pluviométrique de Kholer de la forme

$$IK = \sum P_a e^{-\alpha t_a}$$

où P_a est la hauteur d'une averse précédant l'averse considérée,

t_a l'intervalle de temps séparant ces deux averses et α un coefficient d'ajustement déterminé par opti-

misation et dépendant du complexe sol-végétation étudié.

Il est utile de noter ici que l'indice de Kholer ainsi appliqué aux études sur parcelles pourrait constituer ultérieurement un terme de comparaison avec les résultats des études menées sur petits bassins représentatifs dans lesquelles cet indice est également d'un emploi courant.

On donne en figure 6 des courbes relatives à l'étude citée au paragraphe précédent et obtenues en portant les hauteurs de lames ruisselées en fonction de l'indice d'humidité IK pour trois hauteurs différentes d'averse (50, 75 et 100 mm). Ces courbes qui peuvent être considérées comme caractéristiques du site mettent très clairement en évidence l'importance de l'effet global de l'état d'humectation initial du sol sur la hauteur d'eau ruisselée.

Conclusions

Par l'analyse des données recueillies sur parcelles et sous pluies simulées il est possible d'obtenir un inven-

taire détaillé des différents facteurs mis en jeu dans le processus général de ruissellement, de localiser les niveaux d'intervention de chacun d'entre eux et de quantifier leurs influences relatives. Ces résultats permettent d'autre part de mettre en évidence les paramètres les plus représentatifs du comportement hydrologique des sols et de caractériser ainsi les différences d'aptitudes au ruissellement qu'ils présentent entre eux.

Cette approche des processus de transfert pluie-écoulement et cette caractérisation du milieu hydrologique sont beaucoup plus fines que celles mises en œuvre sur les bassins représentatifs de l'ORSTOM mais elles justifient dans une large mesure les méthodes d'analyse qui y sont appliquées, notamment celle des écarts résiduels. Elles expliquent par ailleurs parfaitement ce qui a été observé globalement sur un bon nombre de ces bassins et elles devraient faciliter beaucoup l'établissement de modèles représentatifs de l'écoulement ainsi que les études de synthèse à partir des caractéristiques physiographiques.

Dans ces différents domaines le simulateur de pluie apparaît de plus en plus comme un moyen d'investigation privilégié et son utilisation permet d'accéder à un vaste champ de recherches dont l'exploration mérite d'être encore renforcée.

Bibliographie

- BOUCHARDEAU A. et RODIER J. — Nouvelle méthode de détermination de la capacité d'absorption en terrains perméables. *La Houille Blanche*, n° 4, 1960.
- CASENAVE A., GUIGUEN N., SIMON J.M. — *Etude des crues décennales des petits bassins forestiers en Afrique Tropicale. Détermination des caractéristiques hydrodynamiques de sols forestiers*. Campagne 1978, ORSTOM Centre d'Adiopodoumé, Côte d'Ivoire.
- COLLINET J., LAFFORGUE A. — *Mesures de ruissellement et d'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute-Volta*, ORSTOM, Service Hydrologique, Paris 1979.
- DUBREUIL P. — Point de vue théorique sur le rôle du sol dans le cycle hydrologique. *Cahiers ORSTOM, Sér. Hydrol.*, vol. IV, n° 1, 1967.
- DANGLER E.W., et al. — Erodibility of selected Hawai soils by rainfall simulation. *A.R.S. W35*, 1976.
- GIFFORD G.F. — Applicability of some infiltration formulae to rangeland infiltrometer data. *Journal of Hydrology*, 28, 1976.
- HILLEL D. — *L'eau et le sol. Principes et processus physiques*. Vander ed., 1974.
- HORTON R.E. — An approach toward a physical interpretation of infiltration capacity. *Soil Sci. Soc. Proc.* 1940.
- LAFFORGUE A. et NAAH E. — Exemple d'analyse expérimentale des facteurs de ruissellement sous pluies simulées. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIII, n° 3, 1976.
- LAFFORGUE A. — Inventaire et examen des processus élémentaires de ruissellement et d'infiltration sur parcelles. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XIV, n° 4, 1977.
- MOREL-SEYTOUX H.J. — Pour une théorie modifiée de l'infiltration. 5^e Partie : le cas de la pluie. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. XII, n° 4, 1975.
- MORIN J. et BENYAMINI Y. — Rainfall infiltration into bare soils. *Water Resources Research*, vol. 13, n° 5, 1977.
- NASSIF S.H. et WILSON E.M. — The influence of slope and rain intensity on runoff and infiltration. *Bulletin des Sciences hydrologiques*, XX, 4, 12, 1975.

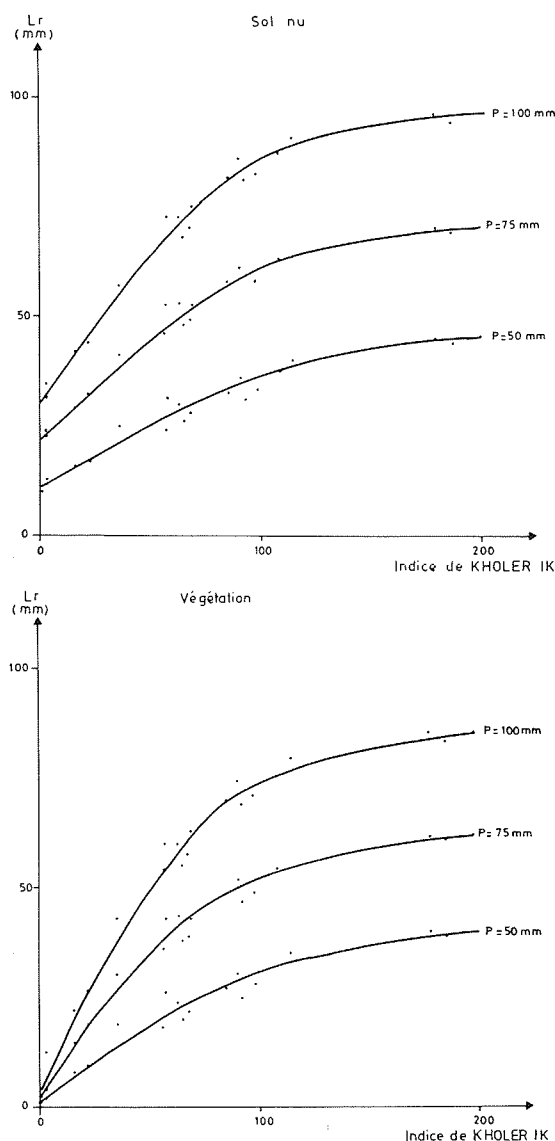


Figure 6 — Influence de l'état d'humectation initial du sol sur la hauteur de lame ruisselée.

Discussion

Président : M. H. LORIFERNE

En l'absence de M. LAFFORGUE, retenu aux USA, M. RODIER a bien voulu accepter de présenter cette communication.

M. Le Président. — Je remercie beaucoup M. RODIER d'avoir présenté cet exposé aussi clairement alors qu'il ne l'avait pas lui-même préparé. Je crois qu'il faut aussi adresser nos remerciements à MM. LAFFORGUE et CASENAVE pour ce très intéressant mémoire.

M. OBERLIN. — Est-ce que vous n'avez pas eu des difficultés pour avoir le régime permanent du débit ; notamment avec le grand simulateur ?

M. RODIER. — Pour le grand simulateur on a eu des problèmes (comme Cormarie en avait eu) avec le vent.

C'est surtout avec la mesure de l'infiltration qu'on a de gros problèmes. On n'a trouvé que la méthode granulométrique pour avoir des résultats cohérents. La sonde à neutrons a parfois donné de bons résultats. Par contre la méthode par chocs thermiques est prometteuse mais elle est à peine opérationnelle.

L'averse simulée était un déluge qui correspondait à l'averse millénaire. Pour la durée il fallait atteindre la durée correspondant au point M. Elle ne dépassait pas un quart d'heure ; mais nous avions besoin, pour connaître fN , d'avoir cette durée ; les pédologues en avaient besoin aussi pour bien connaître l'érosion.

Il est prévu d'alléger ces protocoles parce qu'ils coûtent trop

cher. Un arrosage très long, cela correspond à une piscine qu'il faut remplir avant, outre le camion-citerne qui est plein avant l'essai.

Rien que pour le mini-simulateur il faut déjà 400 litres.

M. DUBAND. — A quelle surface de bassin versant comptez-vous étendre ces mesures ponctuelles ?

M. RODIER. — On l'étendra non pas à un bassin directement, mais aux composants d'un bassin. Les deux simulateurs d'ailleurs fonctionnent sur une topo-séquence. Il y a parfois trois ou plusieurs topo-séquences avec trois sites sur chaque topo-séquence, chaque site étant représenté par trois parcelles. On appliquera les résultats aux composants des bassins versants, c'est-à-dire que sur un bassin de 4 à 5 km², vous avez une série de composants qui sont identiques et qui correspondent par exemple à 1,5 km² environ ; vous en aurez une autre série qui correspondra à 0,8 km² ; la troisième série correspondant au reste de la superficie.

Le passage du mini-simulateur au bassin n'est pas facile, mais on voit beaucoup de choses. On trouve des courbes qui sont analogues aux courbes théoriques. On a les différents paramètres de Horton et les variations de la pluie d'imbibition dans pas mal de cas. Au lac de Bam on a déjà pas mal de résultats. Ce sont des sols plutôt imperméables.

Si vous prenez le cas de Sakassou en Côte d'Ivoire où le sol est très perméable, on obtient les résultats suivants :

Exemples de caractéristiques d'infiltration observées sur deux sols très différents soumis à des averses de 60 mm/h d'intensité						
Caractéristiques des sols	Etats d'humectation	F_N (mm/H)	F_0 (mm/H)	k (minute ⁻¹)	P_f (mm)	Observations
Lac de Bam (Haute-Volta) Sol argilo-sableux avec pellicule de battance généralisée sans végétation en l'état naturel	sec ($t_a > 4$ mois)	12,8	83,8	0,113	8,4	
	à capacité de rétention ($t_a = 24$ heures)	11,2	46,6	0,201	2,5	
	presque saturé ($t_a = 0$ h 15)	2,2	2,2	∞	1,1	
Bassin versant de SAKASSOU (R.C.I.) Sol gravillonnaire à matrice sablo-argileuse Végétation de type guinéen (savane herbeuse à rôniers)	sec ($t_a > 2$ mois)	> 60	—	—	> 120	Pas de ruissellement observable pour une averse de 120 mm
	à capacité de rétention	54,1	72,4	0,0331	11	
	presque saturé en surface ($t_a = 0$ h 15)	31,5	31,5	∞	2,0	
Même sol que ci-dessus mais dépourvu de végétation	sec ($t_a > 2$ mois)	33,0	153	0,0307	46,5	
	à capacité de rétention ($t_a = 24$ heures)	25,9	33,1	0,0421	2,1	
	($t_a = 0$ h 15) presque saturé en surface	14,5	14,5	∞	1,0	

La valeur de fN est déjà assez forte, ce qui justifie des arrosages assez longs.

En outre il existe des pluies de plus de 120 mm qui ne donnent pas d'écoulement dans les zones perméables de Côte d'Ivoire. Enfin sur le tableau présenté vous voyez les résultats avec le même sol après labour. . . le f_0 atteint des valeurs assez fortes.

Il faudrait enlever le simulateur et en mettre un autre, et avoir d'autres gicleurs.

On demande à un même gicleur de servir jusqu'à 150 mm/h. Il est difficile de lui demander de descendre au-dessous de 30 mm/h sans modifications.

M. OBERLIN. — Le moindre vent perturbe totalement la

manipulation lorsqu'il s'agit de petites gouttes. Pour obtenir une intensité homogène il faut de petites gouttes. Nous avons fait sur l'Orgeval avec le C.E.A. des essais de pluies artificielles par petites gouttes et montré d'extrême sensibilité des ouvrages réalisés au moindre vent.

Avec de grosses gouttes on a une hétérogénéité.

M. RODIER. — Ce qui nous intéresse, c'est la détermination des crues et la détermination de l'érosion. Ce n'est pas faire la remise au point de tout un dispositif, qui demande plusieurs mois, qui nous intéressait.

Il me semble que M. RIOU avait réalisé une astuce pour les gouttelettes : il avait une plaque comportant des dents ; il projetait un jet et on obtenait ainsi des gouttes un peu plus fines.