

Hydrogrammes de ruissellement superficiel et transport des sédiments en milieu agricole

Hillslope hydrographs and sediment transport on an agricultural field

L. Mathier and A. G. Roy

Volume 5, Number 1, 1992

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705117ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705117ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

Université du Québec - INRS-Eau, Terre et Environnement (INRS-ETE)

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Mathier, L. & Roy, A. G. (1992). Hydrogrammes de ruissellement superficiel et transport des sédiments en milieu agricole. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 5(1), 1–21. <https://doi.org/10.7202/705117ar>

Article abstract

Data are needed to validate a storm by storm model of sheetwash erosion, to assess spatial and temporal variations of runoff and erosion and to calibrate a sediment transport equation on agricultural fields. This remains a major problem in the development of distributed hydrological models. This paper presents a simple method to measure simultaneously water and sediment discharges on hillslopes. Hillslope hydrographs and sediment transport rates are used to investigate spatial and seasonal variations in runoff and erosion. Measurements are also used to calibrate a sheetwash sediment transport equation compatible with distributed hydrological models. Sediment discharge (Q_s) is expressed by:

$$Q_s = k Q^m l^p$$

where Q is water discharge, S is hillslope gradient and l rainfall intensity. Parameters k , m , n and p are constants for a given context.

The experimental site is located in the Eastern Townships (Québec, Canada). It is a corn field (1 000 m²) where sheetwash erosion is active. Simultaneous measurements of water and sediment discharges are collected using hydraulically efficient samplers specially designed to minimize direct rainsplash input and to prevent sediment accumulation within the receptacle. Data were collected during three natural rainfalls with low average intensities monitored in June (1.76 mm h⁻¹), September (1 = 1.78 mm h⁻¹) and October (1 = 1.16 mm h⁻¹) 1987. Because rainfall intensity varies within a precipitation, each rainfall event was subdivided into distinct measurement periods of short duration (5 to 60 min) with intensities ranging from 0.12 to 8.9 mm h⁻¹. For each precipitation two samplers were operated simultaneously over the field. One of the sampler occupied a fixed spatial location, which allows comparison between event according to variations in vegetation cover and soil compaction. The second sampler is located at a different location for each event in order to sample different spatial contexts. Overall 80 samples with a measurable amount of water and sediments were obtained.

Firstly, our results show that peaks in sediment transport rates are in most cases associated with peaks of water discharges, which occur simultaneously or just after the maxima in rainfall intensities. For the first and second rainfall events similar hydrological and erosional responses of the field were observed at the two spatial locations. For three events, the distance between the two samplers on the field M short (respectively 7 and 4 meters). For a given event, the two hydrographs have the same shape, although the downslope hydrograph is target and there is a lag (5 min) between peak discharges. These characteristics suggest a kinematic response of runoff on the field. For the third precipitation, the two samplers are located 13 meters apart. There is an important diminution of runoff and erosion downslope. The inversion of the size (volume of water) of the hydrographs is attributed to the divergence of runoff caused by the microtopography and the presence of obstacles on the surface.

Over the season there is a difference in the hydrological response of the field. In September, the vegetation cover is dense and the mean infiltration and interception rates are high. Mean water and sediment discharges are low in comparison with those measured in June and October where the vegetation is sparse or absent (no interception). In October, the compaction of the soil surface is high and the infiltration capacity is low. Despite the fact that the mean rainfall intensity is slightly lower for this event, the highest amount of water and sediment discharges are observed. Average sediment concentration in water is constant for the three precipitation events. This suggests that the amount of loose sediments on the surface ready to be transported is always sufficient. The comparison of hill slope hydrographs on the field and at different times showed that water and sediment vary: i) in space according to slope length between sampling locations, and; ii) over the season according to vegetation cover and soil surface properties.

Secondly, parameters of the sediment transport equation are estimated for the three events. The results show that water discharge and rainfall intensity are positively related with sediment discharge, but also that the effect of hillslope gradient is negligible. This is explained by the fact that only four low gradient values are used in this study and that a wide range of discharges are measured on each gradient. The overall measurements yields the empirical equation

$$Q_s = 0.02 Q^{0.97} l^{0.6}$$

There is a good agreement between water discharge, rainfall intensity and sediment transport ($R^2 = 0.91$). Over the season, variation in mean discharges are not followed by fluctuations in the rate of sediment discharge which remained constant for the three events. Sediment transport appears to be low and under the limit of transport for rainwash erosion. As a result, the rate of increase in sediment transport ($m = 0.97$) is under the lower limit of the theoretical range of values (from 1.4 to 2.4) proposed in literature. Sediment discharge is also influenced by the contribution of rainsplash to particle detachment and transport. This process is evaluated by the incorporation of rainfall intensity into the sediment transport equation. The value obtained from the empirical estimation of p (0.6) is not significantly different from the theoretical value ($p = 0.5$) proposed in the literature. The contribution of rainfall intensity to the prediction of sediment transport is low but significant.

In conclusion, results of this experiment show that spatially and temporally distributed data can be used to increase our knowledge on runoff and erosion at the scale of an agricultural field. The role of low rainfall intensities on runoff and erosion is also important despite the presence of vegetation. These events contribute to the transfer of particles downslope and they increase the amount of loose sediments ready to be transported on the surface. Notwithstanding the fact that the net erosion on the field is negligible, sediment transport is active and predictable using a simple sediment transport equation.

Hydrogrammes de ruissellement superficiel et transport des sédiments en milieu agricole

Hillslope hydrographs and sediment transport on an agricultural field

L. MATHIER¹, A.G. ROY

Reçu le 28 août 1990, accepté pour publication le 26 août 1991*.

SUMMARY

Data are needed to validate a storm by storm model of sheetwash erosion, to assess spatial and temporal variations of runoff and erosion and to calibrate a sediment transport equation on agricultural fields. This remains a major problem in the development of distributed hydrological models. This paper presents a simple method to measure simultaneously water and sediment discharges on hillslopes. Hillslope hydrographs and sediment transport rates are used to investigate spatial and seasonal variations in runoff and erosion. Measurements are also used to calibrate a sheetwash sediment transport equation compatible with distributed hydrological models. Sediment discharge (Q_s) is expressed by :

$$Q_s = k Q^m S^n I^p$$

where Q is water discharge, S is hillslope gradient and I rainfall intensity. Parameters k , m , n and p are constants for a given context.

The experimental site is located in the Eastern Townships (Québec, Canada). It is a corn field (1 000 m²) where sheetwash erosion is active. Simultaneous measurements of water and sediment discharges are collected using hydraulically efficient samplers specially designed to minimize direct rainsplash input and to prevent sediment accumulation within the receptacle. Data were collected during three natural rainfalls with low average intensities monitored in June ($I = 1,76 \text{ mm h}^{-1}$), September ($I = 1,78 \text{ mm h}^{-1}$) and October ($I = 1,16 \text{ mm h}^{-1}$) 1987. Because rainfall intensity varies within a precipitation, each rainfall event was subdivided into distinct measurement periods of short duration (5 to 60 min) with intensities ranging from 0,12 to 8,9 mm h⁻¹. For each precipitation two samplers were operated simultaneously over the field. One of the sampler occupied a fixed spatial location, which allows comparison between event according to variations in vegetation cover and soil

1. Département de géographie, Université de Montréal, Case Postale 6128, Succursale A, Montréal, Québec, Canada, H3C 3J7, (514) 343-8036.

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 décembre 1992.

compaction. The second sampler is located at a different location for each event in order to sample different spatial contexts. Overall 80 samples with a measurable amount of water and sediments were obtained.

Firstly, our results show that peaks in sediment transport rates are in most cases associated with peaks of water discharges, which occur simultaneously or just after the maxima in rainfall intensities. For the first and second rainfall events similar hydrological and erosional responses of the field were observed at the two spatial locations. For these events, the distance between the two samplers on the field is short (respectively 7 and 4 meters). For a given event, the two hydrographs have the same shape, although the downslope hydrograph is larger and there is a lag (5 min) between peak discharges. These characteristics suggest a kinematic response of runoff on the field. For the third precipitation, the two samplers are located 13 meters apart. There is an important diminution of runoff and erosion downslope. The inversion of the size (volume of water) of the hydrographs is attributed to the divergence of runoff caused by the microtopography and the presence of obstacles on the surface.

Over the season there is a difference in the hydrological response of the field. In September, the vegetation cover is dense and the mean infiltration and interception rates are high. Mean water and sediment discharges are low in comparison with those measured in June and October where the vegetation is sparse or absent (no interception). In October, the compaction of the soil surface is high and the infiltration capacity is low. Despite the fact that the mean rainfall intensity is slightly lower for this event, the highest amount of water and sediment discharges are observed. Average sediment concentration in water is constant for the three precipitation events. This suggests that the amount of loose sediments on the surface ready to be transported is always sufficient. The comparison of hillslope hydrographs on the field and at different times showed that water and sediment vary : i) in space according to slope length between sampling locations, and ; ii) over the season according to vegetation cover and soil surface properties.

Secondly, parameters of the sediment transport equation are estimated for the three events. The results show that water discharge and rainfall intensity are positively related with sediment discharge, but also that the effect of hillslope gradient is negligible. This is explained by the fact that only four low gradient values are used in this study and that a wide range of discharges are measured on each gradient. The overall measurements yields the empirical equation

$$Q_s = 0,02 Q^{0,97} i^{0,6}$$

There is a good agreement between water discharge, rainfall intensity and sediment transport ($R^2 = 0,91$). Over the season, variation in mean discharges are not followed by fluctuations in the rate of sediment discharge which remained constant for the three events. Sediment transport appears to be low and under the limit of transport for rainwash erosion. As a result, the rate of increase in sediment transport ($m = 0,97$) is under the lower limit of the theoretical range of values (from 1,4 to 2,4) proposed in literature. Sediment discharge is also influenced by the contribution of rainsplash to particle detachment and transport. This process is evaluated by the incorporation of rainfall intensity into the sediment transport equation. The value obtained from the empirical estimation of p (0,6) is not significantly different from the theoretical value ($p = 0,5$) proposed in the literature. The contribution of rainfall intensity to the prediction of sediment transport is low but significant.

In conclusion, results of this experiment show that spatially and temporally distributed data can be used to increase our knowledge on runoff and erosion at the scale of an agricultural field. The role of low rainfall intensities on runoff and erosion is also important despite the presence of vegetation. These events

contribute to the transfer of particles downslope and they increase the amount of loose sediments ready to be transported on the surface. Notwithstanding the fact that the net erosion on the field is negligible, sediment transport is active and predictable using a simple sediment transport equation.

Key-words : *hillslope hydrograph, sediment transport, agricultural field, measurements.*

RÉSUMÉ

Nous présentons ici une méthode simple qui permet de mesurer simultanément l'eau et les sédiments en transit à la surface du sol en milieu agricole. Des hydrogrammes de ruissellement superficiel sont comparés pour évaluer la variabilité saisonnière et spatiale du ruissellement et de l'érosion lors de trois précipitations naturelles (1,16, 1,76, 1,78 mm h⁻¹). Les mesures ponctuelles sur le terrain sont utilisées pour caler une équation de transport des sédiments compatible avec les modèles hydrologiques distribués. Le débit solide (Q_s) est exprimé par :

$$Q_s = k Q^m I^p$$

où Q est le débit liquide et I l'intensité des précipitations. Les hydrogrammes montrent que les débits varient dans l'espace selon la distance entre deux points d'échantillonnage et, dans le temps selon l'état de la surface. Pendant la saison, la concentration moyenne des sédiments dans l'eau et le taux de transport demeurent constants. Le transport par le ruissellement sur la parcelle est faible et semble limité par la capacité du processus à maintenir les sédiments en mouvement. Ce comportement affecte le paramètre m associé au débit liquide dans l'équation de transport, qui est en dessous des valeurs théoriques proposées dans la littérature. Le transport de sédiments est également fonction de I , qui par le biais de l'impact des gouttes de pluie sur la surface détache et facilite le transport des particules.

Mots clés : *hydrogramme de ruissellement, transport de sédiments, milieu agricole, mesures.*

INTRODUCTION

Avec l'avènement récent des modèles distribués en hydrologie comme le Système Hydrologique Européen (SHE) (BORK et ROHDENBURG, 1986, ROHDENBURG *et al.*, 1986) ou le TOPMODEL (BEVEN et KIRBY, 1979 ; BEVEN et WOOD, 1983 ; HORNBERGER *et al.*, 1985 ; WOOD *et al.*, 1986), il est maintenant possible d'intégrer la variabilité spatiale des paramètres affectant l'acheminement de l'eau dans un bassin-versant pour reproduire des hydrogrammes de ruissellement. Afin de maximiser l'utilité des modèles distribués en agriculture, on se doit d'y ajouter une composante décrivant le transport des sédiments à la surface des champs (MOORE et BURCH, 1986 b). L'étude des liens qui existent entre le ruissellement et le transport des sédiments sur une surface est donc nécessaire à l'intégration de l'érosion dans les modèles hydrologiques.

JULIEN et SIMONS (1985) ont proposé que le taux unitaire de transport des sédiments par le ruissellement de surface (Q_s) peut être représenté adéquatement par :

$$Q_s = k Q^m S^n I^p \quad [1]$$

où Q est le débit liquide unitaire, S , la tangente de l'angle de pente du versant et I , l'intensité des précipitations. Dans cette équation k , m , n et p sont des constantes pour un contexte donné. Le paramètre k tient compte des autres facteurs qui influencent l'érosion et qui ne sont pas inclus explicitement dans l'équation de transport, comme par exemple les caractéristiques du sol et du couvert végétal (MUSGRAVE, 1947). L'équation [1] représente une version simplifiée d'une équation générale plus complexe où Q_s est également fonction de la taille des particules à transporter et de la force de cisaillement (KILINC et RICHARDSON, 1973 ; KOMURA, 1976). Cette dernière mesure est excessivement difficile à obtenir sur le terrain, puisqu'il faut évaluer la vitesse de l'écoulement et l'épaisseur de la nappe d'eau (SAVAT, 1977). On y substitue donc le débit liquide qui est beaucoup plus facile à mesurer. Selon KILINC et RICHARDSON (1973), cette substitution n'altère pas la qualité des prévisions du débit solide. Elle se fait cependant au détriment de la compréhension physique du transport des sédiments. Néanmoins, la simplicité de cette approche empirique présente plusieurs avantages par comparaison avec une approche hydraulique dans une optique de modélisation hydrologique. La forte relation que l'on observe souvent entre le débit liquide et le débit solide nous assure d'une prévision acceptable du transport des sédiments. De plus, le résultat des modèles distribués de ruissellement (Q) est directement utilisable dans la prévision du transport des sédiments via l'équation [1].

Toutefois, le morcellement spatial imposé par la structure des modèles mathématiques de ruissellement ainsi que l'estimation des paramètres de l'équation [1] soulèvent deux problèmes importants en ce qui a trait à leur utilisation en milieu agricole. D'une part, ces modèles imposent la reconnaissance des relations complexes qui existent entre les facteurs (ou les combinaisons de facteurs) qui affectent la variation du ruissellement et de l'érosion à différentes échelles spatiales et temporelles en milieu agricole. D'autre part, les mesures *in situ* qui sont nécessaires au calage de l'équation de transport des sédiments (BAND, 1985 b) et à la validation de ces modèles en plusieurs points sur une surface sont très peu nombreuses (AHNERT 1977, BETSON et ARDIS Jr., 1978 ; CHISCI 1981 ; BEVEN 1985 ; MARSALEK 1989 a et b ; SUTHERLAND et BRYAN, 1989).

De plus, lorsque les mesures simultanées de Q_s , Q et I existent pour plusieurs valeurs de S , la forte corrélation entre l'intensité des précipitations et le débit liquide peut biaiser l'estimation empirique des paramètres de l'équation (MOORE et BURCH, 1987). Bien que l'importance de l'effet de I sur l'érosion des champs ait été reconnue (SAVAT, 1978 ; RAUWS et GOVERS, 1988), il est alors difficile d'en tenir compte directement dans ce type d'équation. C'est pourquoi l'équation [1] est souvent représentée dans sa forme la plus simple excluant l'intensité des précipitations.

Les objectifs de cet article sont :

- de décrire les variations spatio-temporelles du ruissellement et de l'érosion sur un champ en culture de maïs, en comparant les hydrogrammes

de ruissellement et le transport des sédiments lors de trois précipitations naturelles et ;

– de caler une équation de transport des sédiments compatible avec les modèles hydrologiques distribués tout en tenant compte explicitement de l'intensité des précipitations.

Ces objectifs sont réalisés en utilisant des mesures simultanées de l'intensité des précipitations et des débits liquides et solides en plusieurs points sur une surface.

MÉTHODOLOGIE

Le site

La méthode a été appliquée à un champ agricole situé près de Lennoxville en Estrie (Québec, Canada). Le site choisi est en culture de maïs et présente des marques d'érosion hydrique active (*fig. 1*). Le sol est un podzol constitué d'une terre sablo-argileuse de Sheldon (CANN et LAJOIE, 1943) très sensible à l'érosion par l'eau. La texture du sol est hétérométrique ($D_{16} = 0,094$ mm ; $D_{50} = 0,56$ mm ; $D_{84} = 3,1$ mm). Les agrégats sont fins et ne dépassent que très rarement 5 mm de diamètre (8 % des particules sont supérieures à 5 mm). Sur la parcelle qui mesure 30 m x 30 m, la pente locale varie de 1,5 à 20 %. Elle est caractérisée en amont par une zone légèrement convexe qui délimite la ligne de partage des eaux, suivie d'une section rectiligne



Figure 1 Le site d'échantillonnage en milieu agricole au début de la saison de croissance (juin 1987).

Experimental site at the beginning of the growing season (June 1987).

généralement plus raide (fig. 2). Dans l'ensemble, les lignes d'écoulement à la surface du champ sont contrôlées par la machinerie agricole. Elles sont rectilignes et parallèles aux rangs des plants de maïs qui suivent la pente générale du terrain.

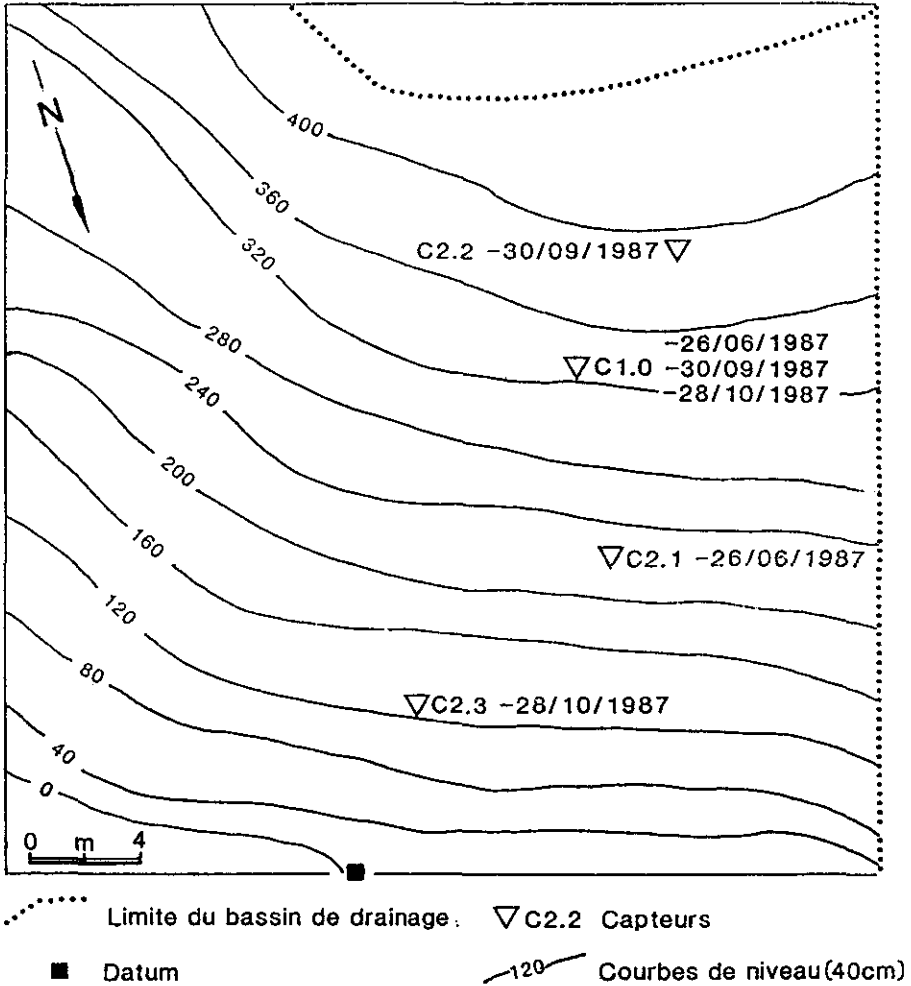


Figure 2 Carte de la parcelle agricole et réseau d'échantillonnage sur la surface.
Topographic map of the site and sampling locations on the field.

Les capteurs

Suite aux travaux de BAND (1985 a, b), MATHIER *et al.* (1989) ont perfectionné un échantillonneur d'eau et de sédiments qui a donné d'excellents résultats sur des petites surfaces expérimentales rectilignes. Les capteurs constituent un demi-entonnoir à fond plat se terminant par un embout tubu-

laire. Son fond lisse est incliné afin d'augmenter son efficacité hydraulique et de collecter des sédiments. Les dimensions réduites de son ouverture frontale (1 cm x 10 cm) ont pour effet de minimiser l'apport direct de particules détachées et propulsées par l'impact des gouttes de pluie sur la surface. L'eau et les sédiments recueillis par le capteur sont concentrés dans un tube et acheminés dans une bouteille. Le contenu des bouteilles est pesé ainsi que les sédiments après centrifugation et évaporation de l'eau. Les quantités d'eau et de sédiments ainsi mesurées servent à reproduire les hydrogrammes de ruissellement et le transport des sédiments en différents points sur la parcelle agricole et à différents moments pendant la saison de ruissellement.

Le transfert d'une méthode développée sur des petits versants expérimentaux (MATHIER *et al.*, 1989) à une parcelle agricole de plus grande taille peut entraîner certains problèmes liés au changement d'échelle (BEVEN, 1989 ; LOUGHRAN, 1989). Par exemple, en effectuant ce transfert, il est impossible d'exercer un contrôle expérimental sur chacun des facteurs qui influencent un processus en milieu naturel. Par contre, les combinaisons factorielles qui caractérisent un champ à une période donnée de l'année sont prévisibles. L'aspect méthodologique de cette recherche s'inscrit donc dans la veine des récents travaux en hydrologie, qui visent à mieux comprendre les actions complexes d'un processus qui agit à différentes échelles dans la nature (DE BOER et CAMPBELL, 1989 ; SUTHERLAND et BRYAN, 1989).

Méthode d'échantillonnage

L'échantillonnage s'est fait lors de trois précipitations naturelles réparties du début de l'été jusqu'à la fin de l'automne. Pour reconstituer les hydrogrammes de ruissellement et le transport des sédiments sur le versant, chaque événement de pluie est subdivisé en plusieurs périodes de mesure de courtes durées (de 5 à 60 min) selon les variations d'intensité mesurées sur le terrain à l'aide d'un pluviomètre. Nous avons amassé au total 80 bouteilles contenant des quantités mesurables d'eau et de sédiments. L'étendue des intensités de précipitation pour l'ensemble des périodes de mesure se situe entre 0,12 et 8,9 mm h⁻¹. Pour la région, ces intensités varient de très faibles à moyennes et elles sont de grande fréquence (ENVIRONNEMENT CANADA, 1984). Le tableau 1 présente les caractéristiques générales de la surface et

Tableau 1 Caractéristiques de la surface et des précipitations échantillonnées.

Table 1 Soil surface and rainfall characteristics.

Date	Caractéristique agricole	Etat de la surface	Eau (mm)	Durée (min)	Int. moy. (mm h ⁻¹)
26.06.87	- début de la saison de croissance	- faible couvert végétal - sol à nu et compacte	5,47	187	1,76
30.09.87	- mûrissement des plants	- maximum du couvert végétal - forte compacité du sol	4,38	148	1,78
28.10.87	- après la récolte	- résidus végétaux - compacité maximale	6,29	325	1,16

des trois précipitations échantillonnées. On note qu'en moyenne les trois précipitations sont similaires, bien que la troisième soit de plus longue durée et d'intensité moyenne légèrement plus faible. La compacité superficielle du sol (interface eau/sédiment) est évaluée qualitativement selon des observations visuelles de la surface. Les deux principaux critères utilisés sont l'encroûtement de la surface et la présence de sédiments libres, prêts à être transportés à la surface du sol. L'effet de ces facteurs sur le ruissellement et l'érosion est pris en compte *a posteriori* en comparant les paramètres de l'équation de transport obtenus pour les trois précipitations.

Suite aux travaux de sarclage, de hersage et d'ensemencement qui s'opèrent dès le début de la saison végétative, une croûte se développe à la surface du sol entre les rangs de végétation. La croûte atteint rapidement une épaisseur d'environ 5 mm qui demeure relativement constante pendant le reste de la saison. La couche supérieure du sol est compactée, relativement lisse et les sédiments libres y sont rares. A la période de l'année où nous avons enregistré la première précipitation (26.06.87), nous sommes au début de la croissance des plants (hauteur des plants, 30 cm) et l'interception par la végétation clairsemée est très faible (*fig. 1*). Le deuxième événement (30.09.87) se situe dans la période de mûrissement des plants où le couvert végétal est à son maximum (*fig. 3*). Les précipitations et les travaux agricoles de l'été ont considérablement augmenté la compacité du sol. Finalement, le troisième événement (28.10.87) se déroule après la récolte (*fig. 4*). La surface est presque à nu et exposée directement à la pluie. Suite aux travaux de la récolte, la compacité du sol atteint alors son maximum sur toute la surface.

Pour chacun des trois événements échantillonnés nous avons disposé deux capteurs sur la surface (*fig. 2*). Pour chaque paire de capteurs, un d'entre eux (le capteur 1.0, *fig. 2*) occupe une position spatiale fixe sur le terrain. Puisque seulement deux capteurs pouvaient être suivis simultanément par un même opérateur, le deuxième capteur permet de multiplier les contextes lors de l'échantillonnage. Il occupe une position spatiale différente à chaque événement (capteurs 2.1, 2.2 et 2.3, *fig. 2*). Ce changement d'emplacement nous a permis d'obtenir plusieurs valeurs d'inclinaison et de longueur. Les capteurs sont disposés en échelon selon la distance du sommet et la pente locale du versant (*tableau 2*), qui est mesurée sur une distance d'un mètre en amont des capteurs.

Tableau 2 Description topographique de l'emplacement des capteurs.

Table 2 Topographic description of the sampling locations.

Numéro	Distance du sommet (m)	Pente locale (degré)
1.0	10	9,8
2.1	17	7,6
2.2	6	3,8
2.3	23	6,7

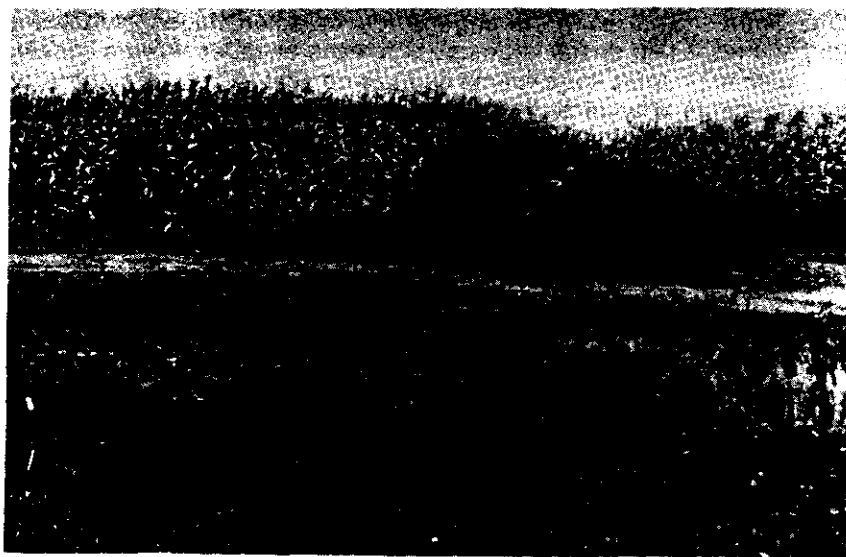


Figure 3 Maximum du couvert végétal sur la parcelle (septembre 1987).
Maximum vegetation cover on the field (September 1987).



Figure 4 Etat de la surface après la récolte (octobre 1987).
The experimental site after harvest (october 1987).

RÉSULTATS

Les hydrogrammes de ruissellement et le transport des sédiments

Des figures 5, 6 et 7 on dégage les caractéristiques globales des hydrogrammes. Etant donné la grande différence entre les valeurs observées aux deux sites pour les événements du mois de septembre et d'octobre, nous avons augmenté d'un facteur 10 l'échelle verticale des hydrogrammes du capteur 2.2 (fig. 6) et 2.3 (fig. 7). En général, on obtient une bonne relation entre les variations d'intensité des précipitations, les débits liquides et les débits solides. Les pointes de transport des sédiments sont le plus souvent associées aux pointes de débit qui se situent pendant ou juste après les maxima d'intensité.

a) Variations spatiales

Pour le premier événement (fig. 5), on remarque la similitude de la forme entre les deux hydrogrammes de ruissellement qui sont espacés de 7 m sur le terrain. Les quantités d'eau et de sédiments transportés sont cependant différentes. Le débit maximal par unité de longueur (distance du sommet) enregistré au capteur 2.1 est 1,2 fois plus important qu'au capteur 1.0. Le décalage entre les débits de pointe est également important. Le débit maximal au capteur 2.1 est atteint au moins 5 minutes (un intervalle de mesure) plus tard qu'au capteur 1.0. Il s'agit ici d'un événement de courte durée (187 mn) qui suggère un comportement cinétique de la nappe d'eau. Dans ces circonstances les hydrogrammes ont : a) une forme très similaire, ce qui témoigne de la présence d'une nappe d'eau développée sur toute cette section du versant ; b) une taille variable qui reflète l'augmentation du débit de l'amont vers l'aval et ; c) un décalage entre les pointes de débit liquide qui montre le passage du front de la nappe ou de la vague de crue le long du versant. En ce qui concerne le transport des sédiments, la correspondance entre les pointes du débit liquide et du débit solide pour le capteur 1.0 (fig. 5) est remarquable. Par contre en aval (capteur 2.1) la première pointe de débit solide (à environ 125 mn) est très faible. Le maximum de transport se situe entre les deux plus importantes pointes de débit liquide et dans l'intervalle d'intensité maximale. En aval, la courbe de transport semble moins sensible aux variations du débit liquide. De part et d'autre de l'intensité maximale on assiste à une augmentation et à une diminution quasi-linéaire du transport des sédiments. Cette relation peut s'expliquer par une augmentation graduelle de la prise en charge par le ruissellement des sédiments mis en disponibilité par l'impact des gouttes de pluie. En effet, la portion ascendante de la courbe de transport correspond aux intervalles de plus fortes intensités pour cet événement. Il faut également remarquer que le débit solide maximal par unité de longueur en aval est environ cinq fois plus important qu'à l'amont.

Malgré la différence qui se manifeste entre autres dans la hauteur et la densité du couvert végétal, le deuxième événement (fig. 6) a un comportement semblable au premier. Les deux capteurs (1.0 et 2.2) sont séparés de 4 m sur la parcelle. Les hydrogrammes ont à peu près la même

26 juin 1987

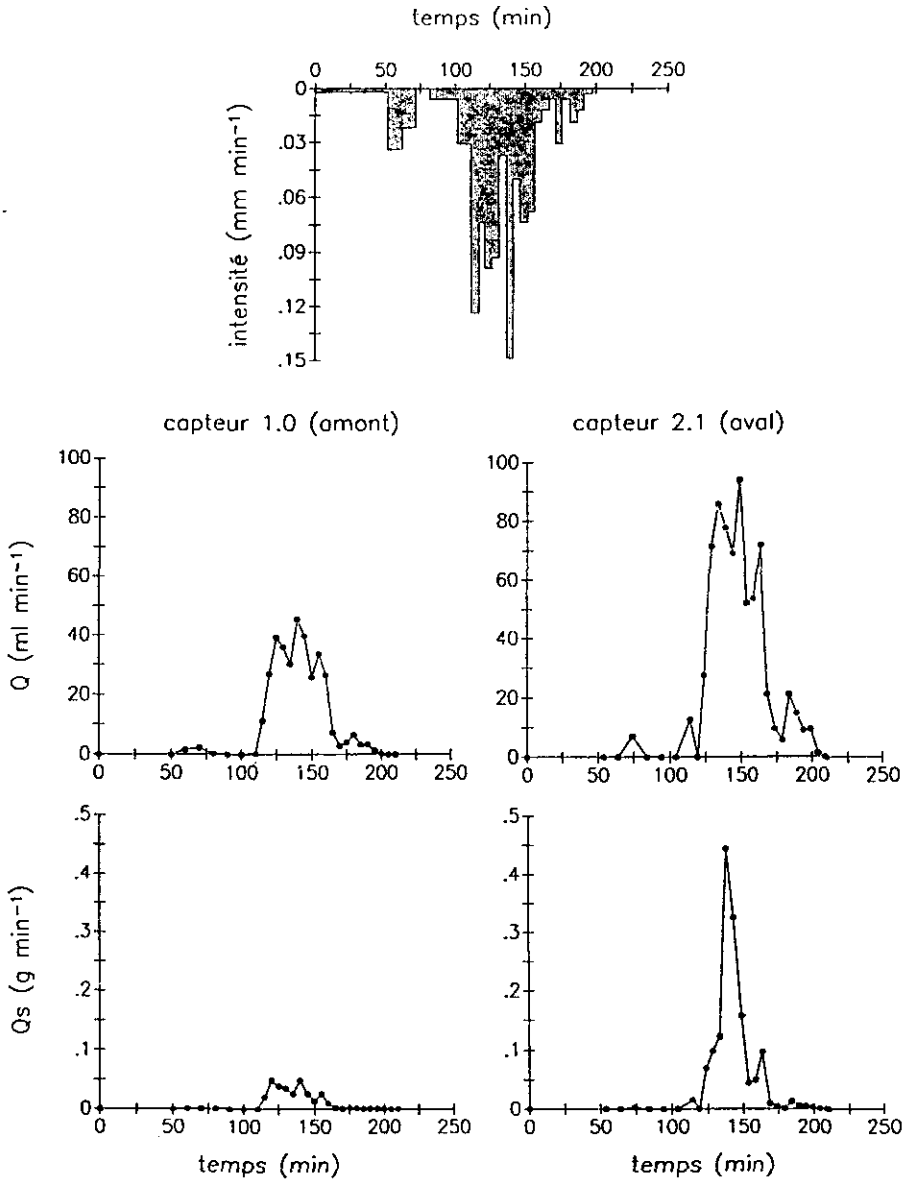


Figure 5 Hydrogrammes de ruissellement et transport des sédiments pour l'événement du 26 juin 1987, capteurs 1.0 et 2.1.
Hillslope hydrographs and sediment transport curves for June 26, 1987, samplers 1.0 and 2.1.

30 septembre 1987

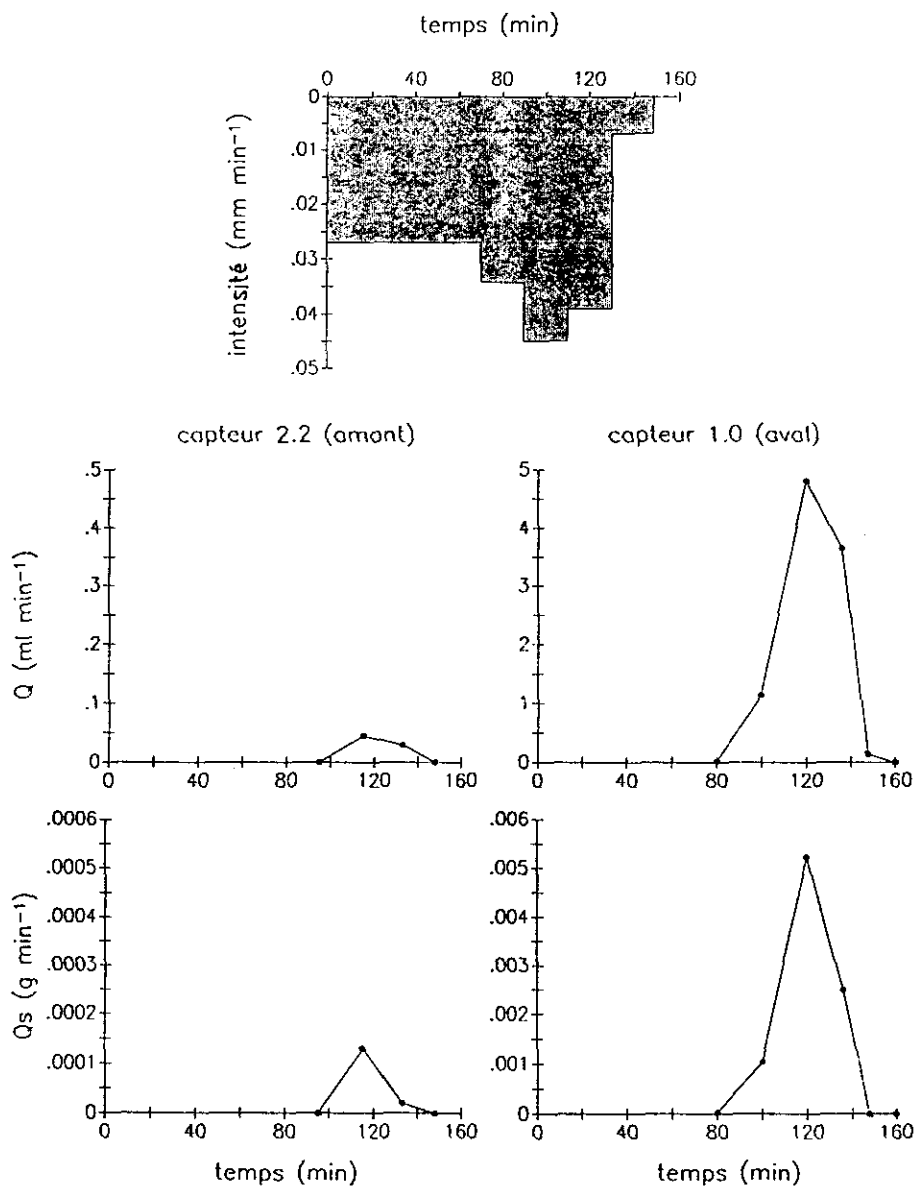


Figure 6 Hydrogrammes de ruissellement et transport des sédiments pour l'événement du 30 septembre 1987, capteurs 1.0 et 2.2 (au capteur 2.2, exagération verticale X 10).

Hillslope hydrographs and sediment transport curves for September 30, 1987, samplers 1.0 and 2.2 (for sampler 2.2, vertical exagération X 10).

28 octobre 1987

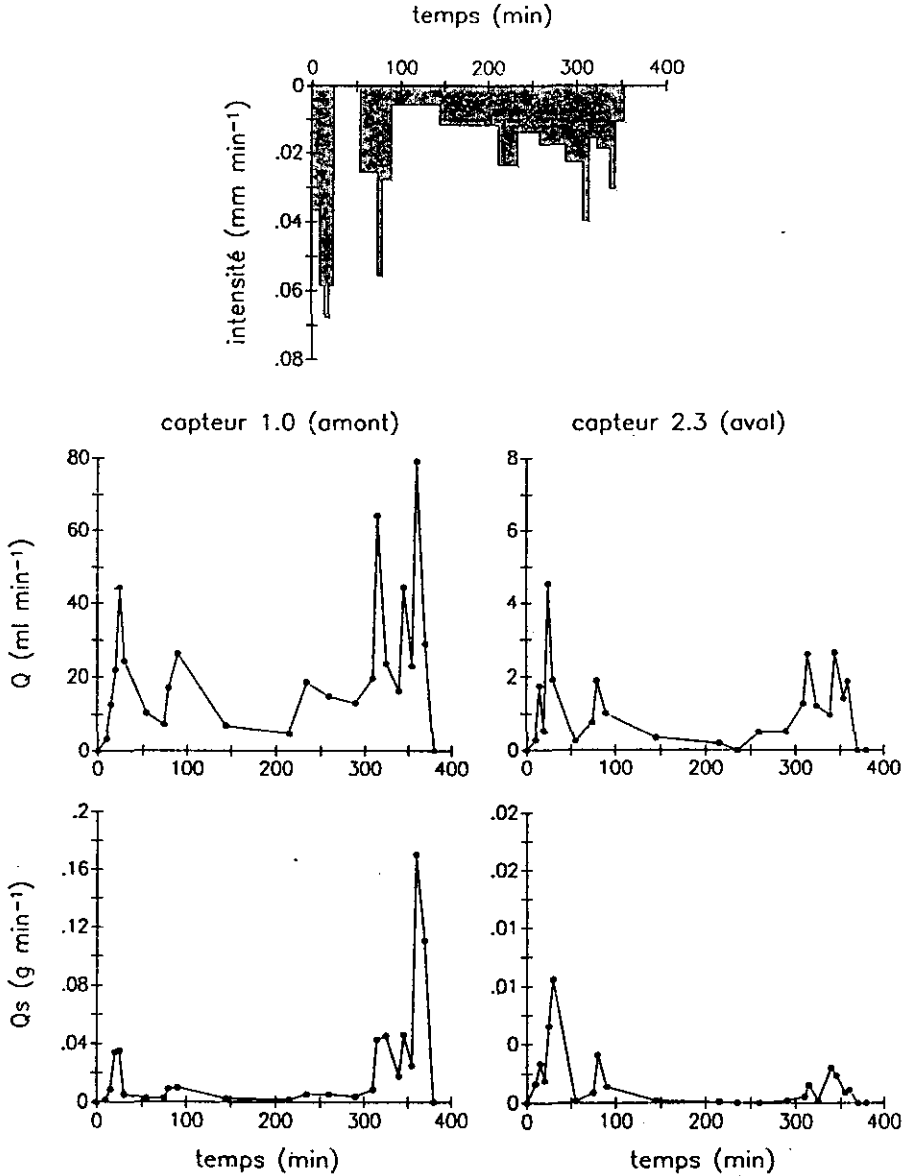


Figure 7 Hydrogrammes de ruissellement et transport des sédiments pour l'événement du 28 octobre 1987, capteurs 1.0 et 2.3 (au capteur 2.3, exagération verticale X 10).

Hillslope hydrographs and sediment transport curves for October 28, 1987, samplers 1.0 and 2.3 (for sampler 2.3, vertical exaggeration X 10).

forme mais leur taille varie considérablement le long du court segment qui les sépare. Le débit de pointe est beaucoup plus important en aval. L'intensité moyenne et la durée de cette précipitation est très similaire à la précédente (*tableau 1*), et nous présumons ici aussi d'un comportement cinétique de la nappe d'eau. Pour les deux capteurs, le maximum de transport de sédiments se produit au même moment que le débit de pointe et près de l'intervalle d'intensité maximum. Le taux de transport de sédiments maximal par unité de longueur est 20 fois plus important en aval, ce qui est considérable compte tenu de la faible distance qui sépare les deux capteurs.

Le troisième événement (*fig. 7*) se distingue des deux autres par une intensité de précipitation légèrement plus faible et par sa plus longue durée (*tableau 1*). La précipitation est composée de plusieurs averses successives d'intensités variables (cinq pointes d'intensité). La distance qui sépare les deux capteurs sur la parcelle (13 m) est également plus importante que les distances utilisées lors du premier (7 m) et du deuxième (4 m) événement (*fig. 2*). La forme des deux hydrogrammes varie selon les pointes de la précipitation. Il est étonnant de constater que le capteur 2.3, qui est situé 13 mètres en aval du capteur 1.0, enregistre des débits liquides et solides beaucoup moins élevés. Dans les deux cas le transport des sédiments suit bien les variations du débit liquide. Sur un versant plus long et pour une précipitation composée de plusieurs averses, nous assistons à une importante diminution du ruissellement et de l'érosion le long du versant qui se traduit par une inversion de la taille (volume d'eau) des hydrogrammes. Cette inversion peut être causée par la microtopographie et par la présence d'obstacles sur la surface qui influencent la direction de l'écoulement.

b) Variations saisonnières

Les mesures du capteur 1.0, qui occupe une position spatiale fixe sur le terrain ainsi que la description sommaire des caractéristiques de la surface (*tableau 1*), nous ont permis d'effectuer un examen partiel des variations saisonnières du ruissellement et de l'érosion sur la parcelle. La comparaison des résultats se fait à partir des moyennes de : l'intensité des précipitations, des débits liquides et solides, de la concentration des sédiments et des taux de perte en eau (infiltration plus interception) calculés à partir de la quantité d'eau reçue moins le débit liquide unitaire (*tableau 3*).

Malgré la similitude des intensités moyennes enregistrées, la réponse hydrologique du champ diffère d'un événement à l'autre. La précipitation du mois de septembre se situe dans la période de mûrissement des plants sur une surface qui est protégée par un couvert végétal dense (*fig. 3*). La quantité d'eau infiltrée ou interceptée par la végétation (1.7 mm h^{-1}) est relativement élevée (*tableau 3*). Les débits moyens sont faibles par rapport à ceux mesurés au mois de juin et octobre, sur une surface faiblement protégée par une végétation clairsemée ou inexistante où l'interception est négligeable (*fig. 1 et 4*) et la capacité d'infiltration moyenne est relativement faible (respectivement de $0,97$ et $0,27 \text{ mm h}^{-1}$, *tableau 3*). Au mois d'octobre, suite au tassement dû au chantier de récolte, l'infiltration moyenne est à son minimum et les débits les plus importants sont enregistrés malgré une intensité moyenne de précipitation légèrement plus faible. Dans les trois cas la concentration

moyenne de sédiments est constante : seules les quantités d'eau et de sédiments varient au cours de la saison selon l'état de la surface. Ce qui suggère, pour l'étendue des débits mesurés, une quantité toujours suffisante de sédiments libres sur la surface disponible pour le transport et ce, malgré le compactage du sol entre les rangs de maïs.

Tableau 3 Moyennes de l'intensité des précipitations (I), du taux d'infiltration et d'interception (f), des débits liquides (Q) et solides (Q_s) et de la concentration de sédiments (C) pour une même position spatiale (capteur 1.0).

Table 3 Mean rainfall intensity (I), mean infiltration and interception rates (f), mean water (Q) and sediment discharges (Q_s) and mean sediment concentration (C) for a single spatial location (sampler 1.0).

Date	I (mm h ⁻¹)	f (mm h ⁻¹)	Q (ml min ⁻¹)	Q_s (g min ⁻¹)	C (g ml ⁻¹)
26.06.87	1,76	0,97	13,57	0,012	0,00088
30.09.87	1,78	1,70	1,22	0,001	0,00082
28.10.87	1,16	0,27	14,78	0,013	0,00088

Calage de l'équation de transport

L'ensemble des données obtenues permet d'estimer les paramètres de l'équation [1]. La matrice des corrélations entre les variables [Q_s (g min⁻¹ cm⁻¹), Q (ml min⁻¹ cm⁻¹), s (tan θ) et I (cm min⁻¹)] est présentée au tableau 4. Comme on pouvait s'y attendre une forte relation existe entre le débit solide, le débit liquide et l'intensité des précipitations. Cependant, la pente affecte peu les débits sur la parcelle. Ce problème est lié au fait que nous n'avons que quatre valeurs de pente, dont trois sont très semblables et pour lesquelles nous avons mesurés un grand nombre de débits. L'absence de relation peut aussi s'expliquer par les faibles intensités de précipitations observées. Comme l'ont suggéré KILINC et RICHARDSON (1973), pour des intensités se situant près de la limite nécessaire pour générer de l'érosion, une augmentation de la pente n'entraîne pas nécessairement une augmentation de l'érosion. La pente n'est donc pas utilisée dans l'équation de transport et l'exposant n est égal à 0. L'équation [1] devient :

$$Q_s = k Q^m I^p \quad [2]$$

Le débit solide covarie positivement avec le débit liquide et avec l'intensité des précipitations. La forte relation entre Q_s et Q traduit l'augmentation du transport de sédiments avec le ruissellement. La relation de Q_s avec I traduit quant à elle, l'effet de l'impact des gouttes de pluie sur le détachement des particules et sur le transport de sédiments. Il n'y a ainsi que peu de décalage entre les points d'intensité et de transport. Par contre, la relation entre Q et I est faible. La forte interdépendance anticipée entre ces deux variables a longtemps laissé croire à l'impossibilité de les estimer simultanément dans une équation de transport des sédiments (MOORE et BURCH, 1987 ; JULIEN, 1987 ; MOORE et BURCH 1986 a). En effet, si Q et I sont fortement corrélés,

l'estimation des paramètres de l'équation [2] à l'aide de la régression multiple des moindres carrés, ne peut se faire sans craindre les problèmes de multicollinéarité. La faible relation observée entre Q et I ($r = 0,34$) s'explique par les caractéristiques des hydrogrammes sur la surface. Le temps de réponse entre les maxima des précipitations et les pointes de débits liquides est suffisamment important pour diminuer la relation entre I et Q. Cet effet s'accroît vers l'aval de la parcelle.

Tableau 4 Corrélations entre le débit solide (Q_s), le débit liquide (Q), l'intensité des précipitations (I) et la pente locale (S).

Table 4 Correlations between sediment discharge (Q_s), water discharge (Q), rainfall intensity (I) and local hillslope gradient (S).

	Q_s	Q	I	S
Q_s	1,00*			
Q	0,93*	1,00		
I	0,52*	0,34*	1,00	
S	0,01	-0,09	0,03	1,00

* Corrélation significativement différente de zéro à un niveau de confiance de 0,05. Toutes les variables sont transformées en log. Le nombre d'observations = 80.

* Correlation significantly different from zero at the 0.05 level. All variables log-transformed. Number of cases = 80.

Pour l'ensemble des mesures recueillies pendant la saison nous obtenons l'équation empirique suivante :

$$Q_s = 0,02 Q^{0.97} I^{0.6} \quad [3]$$

et le coefficient de détermination ($r^2 = 0,91$) est très élevé. Le taux de transport de sédiments est directement proportionnel au débit liquide sur la parcelle. L'exposant m est faible et en dessous des valeurs théoriques proposées pour le ruissellement diffus (KIRKBY, 1971 ; KOMURA, 1976). Selon JULIEN et SIMONS (1985), les valeurs limites de m devraient varier entre 1,4 et 2,4. La capacité de transport du processus n'est pas atteinte sur la parcelle (MORGAN, 1980, 1986). L'exposant p (0.6) associé à l'intensité des précipitations suggère une augmentation du taux de transport avec l'intensité. Ce qui confirme l'effet de I sur Q_s anticipé par MUSGRAVE (1947) et mesuré en laboratoire par SAVAT (1978). A notre connaissance, cette valeur de p constitue la première estimation empirique de l'exposant lié à l'intensité des précipitations dans l'équation [1]. Il est intéressant de constater que cette valeur n'est pas significativement différente et à peine supérieure à la valeur de l'exposant théorique (0.5) ($t = 0.89$, $\alpha = 0.0,5$) proposé par KOMURA (1976).

L'intensité de la relation est plus forte que celle obtenue par BAND (1985 b) et MATHIER *et al.* (1989) et 91 % de la variation dans le transport des sédiments est expliquée par Q et I. Le débit liquide à lui seul contribue à expliquer 88 % de cette variation. La contribution de l'intensité est faible mais néanmoins significative ($P < 0,0001$).

En regroupant sur un même graphe les débits solides observés et prédits par l'équation [3] (fig. 8), selon les dates d'échantillonnage, on remarque que les résidus de la relation empirique sont distribués aléatoirement pendant la saison. Bien que Q_s et Q soient variables dans l'espace (fig. 5, 6, 7) et pendant la saison (tableau 3), la concentration en sédiments dans l'eau demeure constante ($m = 1,0$). Même pour l'événement de septembre, qui se produit sous un couvert végétal dense, nous obtenons une excellente coïncidence entre les valeurs observées et celles obtenues par l'équation [3]. En général, le taux de transport de sédiments pour les trois événements échantillonnés pendant la saison est adéquatement décrit par l'équation [3].

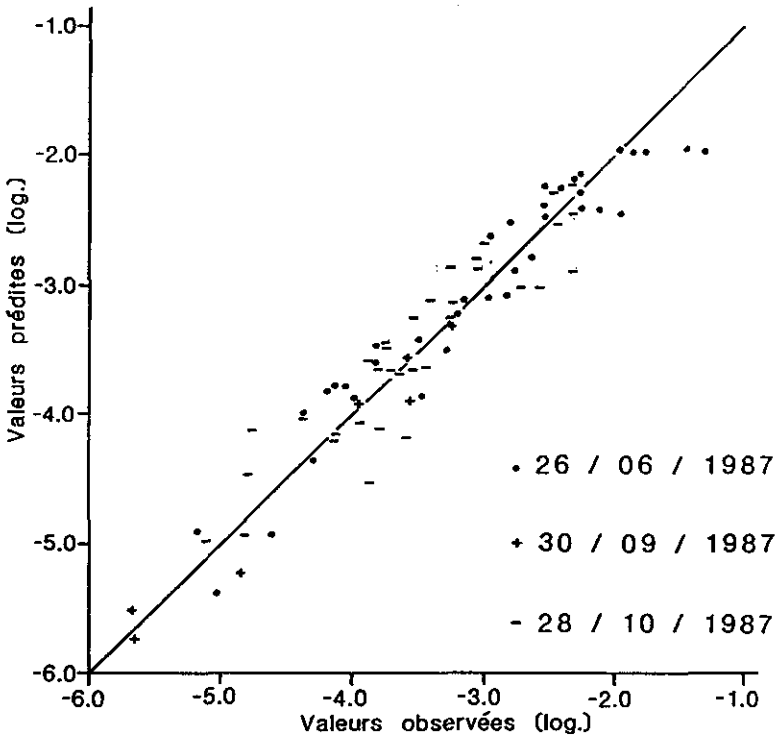


Figure 8 Valeurs observées et prédites du débit solide ($\log. Q_s$) selon les dates d'échantillonnage.

Observed and predicted sediment discharge ($\log. Q_s$) according to sampling date.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Le transfert de la méthode d'échantillonnage des débits liquides et solides que nous avons développée s'est avéré efficace pour la collecte des mesures directes nécessaires au calage de l'équation de transport. La méthode facilite également la reconstitution des hydrogrammes de ruissellement et du transport des sédiments. Nous obtenons alors une représentation synthétique des variations spatio-temporelles du ruissellement et de l'érosion qui permet de nuancer le comportement de l'eau comme agent de transport.

Le comportement cinétique de la nappe d'eau suggéré par les hydrogrammes est similaire à celui assumé dans le cas spécifique des versants courts et pratiquement imperméables (PARSONS et ABRAHAMS, 1989 ; BAND 1985 a ; HIRANO, 1975 ; KIRKBY, 1971). Par contre, sur un versant plus long (fig. 7) ce comportement peut être inversé. Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette inversion. Elle peut être attribuable à la microtopographie et à la présence d'obstacles sur la surface qui créent une divergence locale de l'écoulement ou encore, à des variations du degré de saturation du sol et de la capacité d'infiltration. En augmentant la distance entre deux points de mesure (versant plus long), l'hétérogénéité et la complexité du milieu ont plus de chance de se manifester (DE BOER et CAMPBELL, 1989). Dans ces circonstances, la réponse hydrologique du champ à différentes échelles peut être très variable. Le transfert direct sur une grande surface de l'information concernant le débit liquide mesuré sur un versant court doit donc s'exécuter avec prudence en milieu agricole.

En ce qui a trait au transport des sédiments, l'exposant m obtenu pour l'ensemble des observations nous suggère : a) que l'épuisement des sédiments disponibles pour le transport ne se produit pas sur la surface ($m = 1,0$) et ; b) que la capacité de transport du ruissellement de surface n'est pas atteinte sur la parcelle, ce qui se reflète dans l'équation de transport par une valeur de m qui est faible. Malgré l'apparente rareté des sédiments libres sur la surface compactée, la relation linéaire entre Q_s et Q reflète la présence constante de sédiments disponibles pour le transport pendant un événement. Une partie de ces sédiments serait détachée de la surface sous l'effet de l'impact des gouttes de pluie (BOLLINE, 1978 ; GOVERS et POESEN, 1988 ; RAUWS et GOVERS, 1988). Il en résulte que l'épuisement des particules disponibles pour le transport ne se produit pas sur la parcelle. En plus, les débits liquides échantillonnés sont probablement trop faibles pour transporter tous les sédiments libres sur la surface, ce qui contribue à maintenir le stock de sédiments. Ces faibles débits réduisent également la capacité de transport du processus. Il apparaît donc que le taux de transport des sédiments sur la parcelle est constant ($m = 1,0$) et limité par la capacité du processus à maintenir les particules en mouvement (m est faible) (MORGAN, 1980, 1986).

Dans le détail cette interprétation se doit d'être nuancée puisque la capacité de transport du processus n'est pas seulement fonction du débit liquide. L'impact des gouttes de pluie, en plus de détacher les particules, incorpore et aide à maintenir les sédiments en suspension dans la nappe

d'eau en perturbant l'écoulement (SAVAT, 1977, 1978). Il peut aussi augmenter le transport net près des capteurs, même si ces derniers ont été conçus pour minimiser ce problème. Le taux de transport des sédiments varie alors selon l'intensité des précipitations et nous obtenons une bonne relation entre Q_s et I . Pour un même débit, le transport est donc plus important à plus forte intensité.

Bien que l'équation [3] décrive bien le transport des sédiments, les valeurs mesurées ne sont toutefois pas importantes en terme d'érosion nette sur la parcelle et, ils ne contribueraient pas significativement à la charge sédimentaire d'un cours d'eau. Ces événements sont néanmoins importants dans la préparation de la surface du sol. Ils contribuent au transfert vers le bas de la pente et à la mise en disponibilité des particules qui peuvent être emmagasinées dans les dépressions. Si ces événements de faible intensité mais de forte fréquence : a) sont suivis d'un événement plus rare de forte amplitude, ou ; b) si les sédiments sont stockés jusqu'à la fonte des neiges, qui contribue au transport des sédiments au printemps, une grande part des sédiments libres à la surface du sol pourront être évacués. Ce qui implique une perte de sédiments pour le champ et un apport considérable en eau et en matériel érodé dans un cours d'eau.

Bien que nous ne disposions que d'un nombre restreint de données et, que nos résultats soient incomplets, cette étude nous a permis de faire un premier pas vers le développement d'une méthode d'analyse des mesures *in situ* de ruissellement et d'érosion. Pour faire suite à nos résultats préliminaires, et afin d'augmenter nos connaissances sur le transport de sédiments par le ruissellement de surface lors de précipitations naturelles, un échantillonnage systématique sur une parcelle de grande taille pendant une saison complète de ruissellement serait très utile. Il permettrait, d'abord de combler le manque de connaissances sur l'action des processus agissant à plusieurs échelles dans la nature (DE BOER et CAMPBELL, 1989 ; SUTHERLAND et BRYAN, 1989 ; BEVEN, 1989) et ensuite, d'étudier plus en détail l'effet des combinaisons factorielles, qui varient dans le temps et l'espace, sur le ruissellement et l'érosion ainsi que sur les paramètres de l'équation de transport.

REMERCIEMENTS

Nous remercions : M. René LAPORTE de nous avoir permis d'utiliser une partie de son champ pour nos travaux de terrain ; Mme Josée ROBIDOUX, Mme Ginette GRAVEL, M. Serge LAPOINTE, M. Stéphane HARDY, M. Benoît HOULE, M. Bernard de SERRES et M. René ROY pour leur aide sur le terrain ou en laboratoire. Nous tenons également à remercier Agriculture Canada, le CRSNG et le FCAR pour leur support financier.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AHNERT F., 1977. Some comments on the quantitative formulation of geomorphological processes in a theoretical model. *Earth Surface Processes*, 2, 191-201.
- BAND L.E., 1985 a. Simulation of slope development and the magnitude and frequency of overland flow erosion in a abandoned hydraulic mine pit. *Dans Models in Geomorphology*. Editeur M.J. Woldenberg. George Allen & Unwin, 191-211.
- BAND L.E., 1985 b. Field parameterization of an empirical sheetwash transport equation. *Catena*, 12, 281-290.
- BETSON R.P., ARDIS Jr., C.V., 1978. Implication for modelling surface-water hydrology. *Dans Hillslope Hydrology*. Editeur M.J. Kirkby. John Wiley & Sons, 295-323.
- BEVEN K., 1985. Distributed models. *Dans Hydrological Forecasting*. Editeurs M.G. Anderson et T.P. Burt. John Wiley & Sons, 405-435.
- BEVEN K., 1989. Changing ideas in hydrology - The case of physically-based models. *Journal of Hydrology*, 105, 157-172.
- BEVEN K., KIRKBY M.J., 1979. A physically-based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24, 43-69.
- BEVEN K., WOOD E.F., 1983. Catchment geomorphology and the dynamics of runoff contributing areas. *Journal of Hydrology*, 65, 139-158.
- BOLLINE A., 1978. Study of splash and wash on cultivated loamy soils of Hesbaye (Belgium). *Earth Surface Processes*, 3, 71-84.
- BORK H.R., ROHDENBURG H., 1986. Transferable parameterization methods for distributed hydrological and agroecological catchment models. *Catena*, 13, 99-117.
- CANN D.B., LAJOIE P., 1943. *Etude des sols des comtés de Stanstead, Richmond, Sherbrooke et Compton dans la province de Québec*. Dominion du Canada - Ministère de l'Agriculture, 742.
- CHISCI G., 1981. Upland erosion : evaluation and measurement. *Erosion and Sediment Transport Measurement*, Proceedings of the Florence Symposium, IAHS, 133, 331-349.
- DE BOER D.H., CAMPBELL I.A., 1989. Spatial scale dependence of sediment dynamics in a semi-arid badland drainage basin. *Catena*, 16, 277-290.
- ENVIRONNEMENT CANADA, 1984. *Données des stations principales, Sherbrooke A*. Service de l'environnement atmosphérique. Publication du programme climatologique canadien.
- GOVERS G., POESEN J., 1988. Assessment of the interrill and rill contributions to total soil loss from an upland field plot. *Geomorphology*, 1, 343-354.
- HIRANO M., 1975. Simulation of developmental process of interfluvial slopes with reference to graded form. *Journal of geology*, 83, 113-123.
- HORNBERGER G.M., BEVEN K.J., COSBY B.J., SAPPINGTON D.E., 1985. Shenandoah watershed study : calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resources Research*, 21, 1841-1850.
- JULIEN P.Y., 1987. Comments on « Sediment transport capacity of sheet and rill flow : application of Unit Stream Power Theory » by I.D. Moore and G.J. Burch. *Water Resources Research*, 23, 1700.
- JULIEN P.Y., SIMONS D.B., 1985. Sediment transport capacity of overland flow. *Transactions of the ASAE*, 28, 755-762.
- KILINC M., RICHARDSON E.V., 1973. Mechanics of soil erosion from overland flow generated by simulated rainfall. *Hydrological papers, Colorado State University*, 63.
- KIRKBY M.J., 1971. Hillslope process-response models based on the continuity equation. *Institute of British Geographers Special Publication*, 3, 15-30.
- KOMURA S., 1976. Hydraulics of slope erosion by overland flow. *Journal of Hydraulics Division, HY10*, 102, 1573-1586.
- LOUGHRAN R.J., 1989. The measurement of soil erosion. *Progress in Physical Geography*, 13, 216-233.
- MARSALEK J., 1989 a. Modélisation du ruissellement agricole - Besoins de recherche

- (résumé). Dans *Événements hydrologique*. Editeur : Comité associé sur l'hydrologie. Conseil nationale de recherches, Canada.
- MARSALEK J., 1989 b. Modelling agricultural runoff : Overview. *Sediment and the Environment*, Proceedings of the Baltimore Symposium, IAHS, 184, 201-209.
- MATHIER L., ROY A.G., PARE J.P., 1989. The effect of gradient on runoff and sediment transport by sheetwash on experimental slopes. *Catena*, 16, 545-558.
- MOORE I.D., BURCH G.J., 1986 a. Sediment transport capacity of sheet and rill flow : application of Unit Stream Power Theory. *Water Resources Research*, 22, 1350-1360.
- MOORE I.D., BURCH G.J., 1986 b. Modelling erosion and deposition : topographic effects. *Transactions of the ASAE*, 19, 1624-1630.
- MOORE I.D., BURCH G.J., 1987. Reply. *Water Resources Research*, 23, 1701-1702.
- MORGAN R.P.C., 1980. *Soil Erosion*. Longman.
- MORGAN R.P.C., 1986. *Soil Erosion & Conservation*. Longman.
- MUSGRAVE G.W., 1947. The quantitative evaluation of factors on water erosion - a first approximation. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2, 133-138.
- PARSONS A.J., ABRAHAMS A.D., 1989. A miniature flume for sampling interrill overland flow. *Physical Geography*, 10, 85-94.
- RAUWS G., GOVERS G., 1988. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. *Journal of Soil Science*, 39, 111-124.
- ROHDENBURG H., DIEKKRUGER B., BORK H.R., 1986. Deterministic hydrological site and catchment models for the analysis of agro-ecosystems. *Catena*, 13, 119-137.
- SAVAT J., 1977. The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall. *Earth Surface Processes*, 2, 125-140.
- SAVAT J., 1978. L'hydraulique du ruissellement en nappe mince sur un loess nu et sous couverture steppique simulée au laboratoire. *Geo-Eco-Trop*, 1, 131-142.
- SUTHERLAND R.A. BRYAN R.B., 1989. Variability of particle size characteristics of sheetwash sediments and fluvial suspended sediment in a small semiarid catchment, Kenya. *Catena*, 16, 189-204.
- WOOD E.F., SIVAPALAN M., BEVEN K., 1986. Scale effects in infiltration and runoff production. *Conjunctive Water Use, Proceedings of the Budapest Symposium*, IAHS, 156, 375-387.