Document généré le 12 oct. 2024 04:25

Revue des sciences de l'eau
Journal of Water Science

Influence de la déforestation sur le fonctionnement hydrologique de petits bassins versants tropicaux
Influence of deforestation on the hydrological behaviour of small tropical watersheds

A. Millet, T. Bariac, C. Grimaldi, M. Grimaldi, P. Hubert, H. Molicova et J. Boulegue

Volume 11, numéro 1, 1998

URI : https://id.erudit.org/iderudit/705297ar
DOI : https://doi.org/10.7202/705297ar

Aller au sommaire du numéro

Éditeur(s)

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

ISSN

0992-7158 (imprimé)
1718-8598 (numérique)

Découvrir la revue

Citer cet article

Millet, A., Bariac, T., Grimaldi, C., Grimaldi, M., Hubert, P., Molicova, H. & Boulegue, J. (1998). Influence de la déforestation sur le fonctionnement hydrologique de petits bassins versants tropicaux. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, *11*(1), 61–84. https://doi.org/10.7202/705297ar

Résumé de l'article

Les régions tropicales subissent une déforestation importante. En Amérique du Sud,la forêt est généralement remplacée par une prairie, C'est pourquoi nous avons étudié le comportement hydrologique de 2 petits (1,5 ha) bassins versants. Un bassin (bassin B) est recouvert par une forêt primaire, tandis que le second (bassin A) a été défriché et transformé en prairie (Digitaria swazilandensis, programme ÉCÉREX, ORSTOM/CTFT). Ces bassins, situés en Guyane Française, sont proches (500 m), escarpés et principalement constitués par des sols à drainage vertical ralenti. Le climat est de type tmpical humide avec une température moyenne (26 °C) et des précipitations moyennes annuelles (3500 à 3900 mm/an) élevées. L'évapotranspiration réelle et potentielle de la forêt primaire sont respectivement égales à 1470 mm/an et 1565 mm/an, En période d'étiage, nous avons observé un écoulement permanent à l'exutoire du bassin A, alors que le bassin B en est dépourvu. Deux crues (24 mai 1992 et 15 mai 1993) ont été étudiées, simultanément sur les 2 bassins. Pendant les crues, nous avons prélevé des échantillons d'eau des précipitations (pluie et pluviolessivat), des ruisseaux et du sol. Sur ces sites, l'eau circulant dans les couches peu profondes du sol présente une concentration élevée en K+ et faible en Cl-. Une signature opposée caractérise l'eau des couches pmfondes du sol. L'analyse des relations existant entre les traceurs chimiques (K+, Cl-) et isotopique l80) ainsi l'étude des propriétés hydrodynamiques du sol permet de décomposer qualitativement l'hydrogramme de crue en 3 réservoirs: sol superficiel (écoulement hypodermique), sol intermédiaire (de 0 à - 0,4 m), sol profond (bassin B) ou nappe (bassin A). Une décomposition quantitative a été effectuée en utilisant des traceurs chimique (Cl-) et isotopique l80). Nous avons ainsi montré que les crues sur les 2 bassins sont dominées par l'écoulement issu des couches intermédiaires du sol qui représente environ la moitié de l'écoulement total de crue. Cependant,les mécanismes de génération des crues diffèrent sur les 2 bassins. Sur le bassin A, les couches profondes du sol sont saturées avant la crue et participent donc à la totalité de la crue. Au contraire, sur le bassin B, les couches profondes de sol atteignent la saturation peu de temps avant le pic de crue et participent donc essentiellement aux écoulement pendant la décrue. Ces résultats confirment les études hydrologiques réalisées précédemment (FRITSCH, 199Ù) et permettent d'identifier les mécanismes de genèse des crues et ainsi de mettre en évidence l'effet de la déforestation.

Tous droits réservés © Revue des sciences de l'eau, 1998

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter en ligne.

https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/

Cet article est diffusé et préservé par Érudit.

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche.

https://www.erudit.org/fr/

REVUE DES SCIENCES DE L'EAU, Rev. Sci. Eau 1(1998) 61-84

Influence de la déforestation sur le fonctionnement hydrologique de petits bassins versants tropicaux

Influence of deforestation on the hydrological behaviour of small tropical watersheds

A. MILLET[1], T. BARIAC[1]*, B. LADOUCHE[1], R. MATHIEU[1], C. GRIMALDI[2], M. GRIMALDI[3], P. HUBERT[4], H. MOLICOVA[4], L. BRUCKLER[5], V. VALLES[5], P. BERTUZZI[5], Y. BRUNET[6] et J. BOULÈGUE[7]

Reçu le 15 avril 1997, accepté le 7 octobre 1997*.

SUMMARY

The tropical regions are subjected to fast deforestation. In South America, the tropical rain forest is being replaced by grassland. Thus, we have studied the hydrological behaviour of two small (1.5 ha) watersheds. One basin (hereafter named "B" basin) is still covered by primary forest while the second one (hereafter named "A" basin) was cleared and transformed to grassland (*Digitaria swazilandensis*, ÉCÉREX program, supported by ORSTOM/CTFT). These basins, located in French Guyana, are nearby (500 m), steep, and are principally constituted of soils showing lateral drainage. The tropical humid climate is characterized by a high mean interannual temperature (26°C) which slightly varies from month to month and by a high mean annual precipitation (3500 to 3900 mm yr^{-1}). Precipitation mainly occurs during the main wet season from May to June and during a secondary wet season from December to January. Real evapotranspiration of the natural forest is 1470 mm yr^{-1} and potential evapotranspiration is 1565 mm yr^{-1}. In low-water level period, we have observed perennial runoff at the outlet at the "A" basin while the "B" basin stills without permanent flow. We have studied two runoff events (May 24, 1992 and

1. Laboratoire de Biogéochimie Isotopique, UMR 162 CNRS-INRA-UPMC, case 120, 4, place Jussieu 75252 Paris, France ; bariac@ccr.jussieu.fr
2. Unité de Science du Sol, INRA, Centre de Rennes, 65, rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes, France.
3. Chercheur ORSTOM, détaché à l'Unité de Science du Sol, INRA, Centre de Rennes, 65, rue de Saint-Brieuc, 35042 Rennes, France.
4. Centre d'Informatique Géologique, École des Mines de Paris, 35, rue Saint Honoré, 77 305 Fontainebleau, France.
5. Station de Science du Sol, INRA, Domaine de Saint-Paul, BP 91, 84143 Montfavet, France.
6. Station de Bioclimatologie, INRA, Domaine de la Grande Ferrade, 71, Avenue Édouard Bourleaux, BP 81, 33883 Villenave-d'Ornon, France.
7. Laboratoire de Géochimie et de Métallogénie, Université Pierre et Marie Curie, UMR CNRS 1762, Case 124, 4, place Jussieu, 75252 Paris, France.

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 6 novembre 1998.

May 15, 1993) in both basins. On May 24, 1992, the runoff event was caused by a rainfall lasting for about 10 hours. Total precipitation was 53.8 mm. The main event amounted to 32 mm. The main peak of the hydrograph corresponded to the heaviest rainfalls. On May 15, 1993, the runoff event was caused by a rain lasting for about 13 hours. Total precipitation was 64.0 mm. The main peak of the hydrograph (86.2 l s^{-1}) corresponded again to the heaviest rainfalls. Spatial variability of the precipitation amount was high, especially for the most intense events that have the largest standard deviations. Interception by the canopy amounted to 5.3% of the rainfall in 1992 and 4.3% in 1993. High rapid runoff coefficients were observed, *i.e.*, 0.28 for May 24, 1992 and 0.43 for May 15, 1993. No overland flow was observed in the watershed.

Samples of rainwater, throughfall, stream water, and soil water were regularly collected in both watersheds. Temporal variations in the isotopic composition of the stream water at the outlet of the watershed paralleled variations in rainwater with a distinct shift. The difference between the two signatures could be due to a mixture between:

– Rainwater and water present in the watershed before this event and whose isotopic composition is different and variable over space.

– Rainwater and water originating from various reservoirs whose contribution to the stream varies with time.

The analysis of runoff events using the isotope tracer method revealed the existence in the stream of a mixture of water originating from rain and from one or several other reservoirs in the watershed. Isotope tracers alone were not sufficient to estimate the depth of the soil water contributing to the runoff event. On one hand, temporal variability in the isotopic composition of rainwater was very similar to the vertical spatial variability in the isotopic composition of soil water. On the other hand, surface evaporation in the watershed was negligible: the isotopic signature of water originating from soil during runoff events was the consequence of successive infiltrated rain events. Oxygen-18 content in rain water strongly varied with time but only slightly with space because of the small area of the watershed. Because of this temporal variability, an average isotope content of rainwater should not be used when calculating the contribution of "new water" at the outlet of the watershed.

Using chemical and isotope tracers is a way to identify and quantify the contribution of the various water reservoirs to runoff. We were thus able to separate runoff hydrographs into simple components (water from superficial layer, intermediate layer and deep layer). In these watersheds, shallow water was characterized by relatively high concentration in potassium and very low concentration in chloride. An opposite signature characterized deep water.

A "deep water chemical tracer (chloride) - isotope tracer (^{18}O) diagram shows the evidence of a hysteresis relationship:
a) The decreasing limb of this relationship (rising segment of the hydrograph) is due to a decrease in heavy isotope content resulting from the decrease of oxygen-18 content in the precipitation and from the arrival of water from upper soil layers with low concentration in chloride.
b) The increasing limb (falling segment of the hydrograph and recession) is associated to the arrival at the outlet of deep waters containing relatively high concentration in chloride and heavy isotopes.

Using chemical (Cl^-) and isotope (^{18}O) tracers, quantitative hydrograph separation was achieved determined by a simple 2 or 3-component conservative-mixing model. These informations allowed qualitative hydrograph separation into 3 reservoirs: superficial soil layers, intermediate soil layers (0 to – 0.4 m), deep soil layers ("B" watershed) or groundwater ("A" watershed).

Thus, the runoff event of both basins was dominated by intermediate soil layers reservoir, which represents a half part of the total flow of both basins. However, the processes of the runoff generation differ: in the "A" watershed,

the deep soils layers were saturated before the rain: the contribution is significant during the totality of the runoff. In the "B" watershed, the deep soil layers become saturated a few times before the peak flow: the contribution is dominating during the recession. These results confirm previous hydrological studies (FRITSCH, 1990) which showed the high reactivity of the watershed and give a better insight into the mechanism involved.

Some of these observations can also be used at a larger scale:
(1) Identification of the reservoirs contributing to the runoff event by analyzing the relationships between oxygen-18 content and the flow rate and between isotope and chemical tracers.
(2) Simultaneous samplings along the stream in order to detect a possible zonation of the watershed. These samples must be taken during a runoff event as well as during a low-water level period to check whether the tracer concentrations in the continuous or discontinuous water table supplying the stream are heterogeneous. If the signature of the water table is heterogeneous or if the stream is supplied by several water tables with different chemical concentrations, the watershed must be divided into several homogeneous sub-watersheds.

Key-words : *deforestation, watershed, hydrograph separation, geochemistry, stable isotopes (^2H, ^{18}O), French Guyana.*

RÉSUMÉ

Les régions tropicales subissent une déforestation importante. En Amérique du Sud, la forêt est généralement remplacée par une prairie. C'est pourquoi nous avons étudié le comportement hydrologique de 2 petits (1,5 ha) bassins versants. Un bassin (bassin B) est recouvert par une forêt primaire, tandis que le second (bassin A) a été défriché et transformé en prairie (*Digitaria swazilandensis*, programme ÉCÉREX, ORSTOM/CTFT). Ces bassins, situés en Guyane Française, sont proches (500 m), escarpés et principalement constitués par des sols à drainage vertical ralenti. Le climat est de type tropical humide avec une température moyenne (26 °C) et des précipitations moyennes annuelles (3500 à 3900 mm/an) élevées. L'évapotranspiration réelle et potentielle de la forêt primaire sont respectivement égales à 1470 mm/an et 1565 mm/an. En période d'étiage, nous avons observé un écoulement permanent à l'exutoire du bassin A, alors que le bassin B en est dépourvu. Deux crues (24 mai 1992 et 15 mai 1993) ont été étudiées, simultanément sur les 2 bassins. Pendant les crues, nous avons prélevé des échantillons d'eau des précipitations (pluie et pluviolessivat), des ruisseaux et du sol. Sur ces sites, l'eau circulant dans les couches peu profondes du sol présente une concentration élevée en K^+ et faible en Cl^-. Une signature opposée caractérise l'eau des couches profondes du sol. L'analyse des relations existant entre les traceurs chimiques (K^+, Cl^-) et isotopique (^{18}O) ainsi l'étude des propriétés hydrodynamiques du sol permet de décomposer qualitativement l'hydrogramme de crue en 3 réservoirs : sol superficiel (écoulement hypodermique), sol intermédiaire (de 0 à – 0,4 m), sol profond (bassin B) ou nappe (bassin A). Une décomposition quantitative a été effectuée en utilisant des traceurs chimique (Cl^-) et isotopique (^{18}O). Nous avons ainsi montré que les crues sur les 2 bassins sont dominées par l'écoulement issu des couches intermédiaires du sol qui représente environ la moitié de l'écoulement total de crue. Cependant, les mécanismes de génération des crues diffèrent sur les 2 bassins. Sur le bassin A, les couches profondes du sol sont saturées avant la crue et participent donc à la totalité de la crue. Au contraire, sur le bassin B, les couches profondes de sol atteignent la saturation peu de temps avant le pic de crue et participent donc essentiellement aux écoulement pendant la décrue. Ces résultats confirment les études hydrologiques réalisées précédemment (FRITSCH, 1990) et permettent d'identifier les mécanismes de genèse des crues et ainsi de mettre en évidence l'effet de la déforestation.

Mots clés : *déforestation, bassin versant, décomposition de l'hydrogramme, géochimie, isotopes stables (^2H, ^{18}O), Guyane française.*

1 – INTRODUCTION

Les régions intertropicales sont actuellement soumises à une déforestation importante, au rythme de plusieurs millions d'hectares par an (BRUIJNZEEL, 1990 ; FORGET, 1994). Cela entraîne tout d'abord une réduction préoccupante de la biodiversité dont les conséquences à long terme (pharmacie, agronomie...) sont difficiles à évaluer. Sur le milieu physique, les conséquences de la déforestation des régions intertropicales sont à la fois locales (diminution de la fertilité des sols, augmentation de l'érosion, modification des régimes hydrologiques, BRINKMANN, 1983 ; FRITSCH et SARRAILH, 1986 ; BRUIJNZEEL, 1990 ; FRITSCH, 1990 ; ROBERT, 1992 ; COSANDEY, 1995) et mondiales (modification du climat terrestre en raison du rôle important des forêts tropicales dans les cycles de l'eau et du carbone et des interactions entre la végétation et l'atmosphère, DALL'OLIO *et al.*, 1979 ; POLCHER et LAVAL, 1994 ; CHOISNEL et NOILHAN, 1995 ; LOAICIGA *et al.*, 1996). En Amérique Tropicale, les surfaces libérées par la déforestation sont souvent transformées en prairies artificielles utilisées pour l'élevage extensif de bovin (BRUIJNZEEL, 1990 ; FRITSCH, 1995).

Afin d'étudier l'impact hydrologique du remplacement des forêts tropicales par des prairies, nous avons comparé le fonctionnement, en période de crue, de 2 petits bassins versants, l'un boisé et l'autre recouvert par une prairie. La méthode utilisée est la décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue, car elle permet d'identifier l'origine de l'eau qui génère une crue.

2 – MATÉRIEL ET MÉTHODE

2.1 La décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue

L'objectif de la décomposition de l'hydrogramme de crue est de quantifier la participation à la crue des différents types d'écoulement (superficiel ou souterrain, lent ou rapide...) susceptibles de se produire dans un bassin versant. Les méthodes de décomposition utilisant des traceurs géochimiques sont de plus en plus employées car elles permettent de déterminer l'origine (spatiale ou temporelle) de l'eau qui s'écoule à l'exutoire du bassin (PINDER et JONES, 1969 ; CROUZET *et al.*, 1970 ; DINCER *et al.*, 1970 ; HERRMANN et STICHLER, 1980 ; HUBERT, 1989).

De façon pratique, il s'agit de résoudre :

– l'équation de conservation de l'eau :

$$Q_r = \sum Q_i \qquad (1)$$

– l'équation de conservation des traceurs utilisé :

$$Q_r C_r = \sum Q_i C_i \qquad (2)$$

où Q et C représentent respectivement les débits et les concentrations du traceur utilisé affecté de l'indice « r » pour la rivière et de l'indice « i » pour un réservoir alimentant la crue.

L'utilisation des méthodes de décomposition géochimique des hydrogrammes de crue nécessite la réunion de plusieurs conditions (PINDER et JONES, 1969 ; CROUZET *et al.*, 1970 ; DINCER *et al.*, 1970 ; SKLASH *et al.*, 1976 ; SKLASH et FARVOLDEN, 1979 ; HERRMANN et STICHLER, 1980 ; KENNEDY *et al.*, 1986...) :

– il faut au minimum (n-1) traceurs pour quantifier la participation à la crue de n réservoirs.

– les traceurs utilisés doivent être indépendants entre eux et non-interactifs avec la matrice minérale ou organique du sol.

– les signatures géochimiques des réservoirs impliqués doivent être distinctes et leurs variations spatio-temporelles éventuelles doivent être connues.

De plus, plusieurs études (CROUZET *et al.*, 1970 ; CHRISTOPHERSEN *et al.*, 1990 ; RODHE *et al.*, 1996) ont montré que l'incertitude sur les résultats obtenus diminue si l'écart entre les signatures des différents réservoirs impliqués augmente et si l'écart entre les signatures de ces réservoirs et celle de la rivière augmente.

2.2 Les bassins étudiés

Les 2 petits bassins versants étudiés sont situés en Guyane Française, près de la ville de Sinnamary *(fig. 1 et 2)*. Ce sont les bassins A et B du dispositif ÉCÉREX mis en place par l'ORSTOM et le CTFT (SARRAILH, 1990 ; FRITSCH, 1990). Ils sont caractérisés par une superficie faible (environ 1,5 ha) et des pentes de versant élevées (15 à 20 %). Ils sont distants d'environ 500 m.

Le climat est de type tropical humide. Il est caractérisé par une température moyenne annuelle élevée (26 °C), peu variable d'un mois à l'autre (FRITSCH, 1990). Les précipitations, importantes, sont estimées sur le bassin entre 3500 et 3900 mm par an par ROCHE (1982a). Elles se produisent essentiellement lors de la grande saison des pluies (centrée sur les mois de mai et juin) et de la petite saison des pluies, de décembre à janvier (ROCHE, 1982a ; FRITSCH, 1990).

L'évapotranspiration réelle est estimée à 1470 mm par an et l'évapotranspiration potentielle à 1565 mm par an (ROCHE 1982b ; FRITSCH, 1990).

Les bassins sont situés dans la partie nord du bouclier guyanais. Le substrat géologique est constitué par des terrains sédimentaires anciens fortement métamorphisés (schistes de Bonidoro) traversés par de larges filons de pegmatites (FRITSCH *et al.*, 1986). Les sols sont essentiellement constitués par des sols à drainage vertical ralenti (GUEHL, 1984 ; GRIMALDI et BOULET, 1990 ; BOULET, 1990 ; GRIMALDI *et al.*, 1990) dans lesquels existe, à une profondeur de 0,5 à 0,7 m environ, une couche d'argile rouge compacte, peu perméable. Lors des événements pluvieux importants, cet horizon limite l'infiltration verticale de l'eau de pluie et permet ainsi la saturation des horizons supérieurs qui peuvent alors, en raison des pentes élevées des versants, générer des écoulements latéraux.

La couverture végétale du bassin B est constituée par une forêt primaire sempervirente dense et diversifiée. On dénombre en effet 225 arbres (diamètre supérieur à 20 cm) par hectare appartenant à près de 100 espèces (GRANIER *et al.*, 1996).

Dans ces sols à drainage vertical ralenti, la tranche de sol 0-0,2 m contient 80 à 90 % des racines (HUMBEL, 1978). La masse racinaire décroît ensuite très rapidement : 10 % entre 0,2 à 0,6 m et 0,6 à 2 % entre 1 à 2 m. La couche d'argile rouge semble donc un obstacle à l'enracinement profond des arbres. Cependant, certaines racines peuvent franchir cet obstacle soit directement, soit en utilisant les chenaux laissés par des racines mortes (ALEXANDRE, 1990).

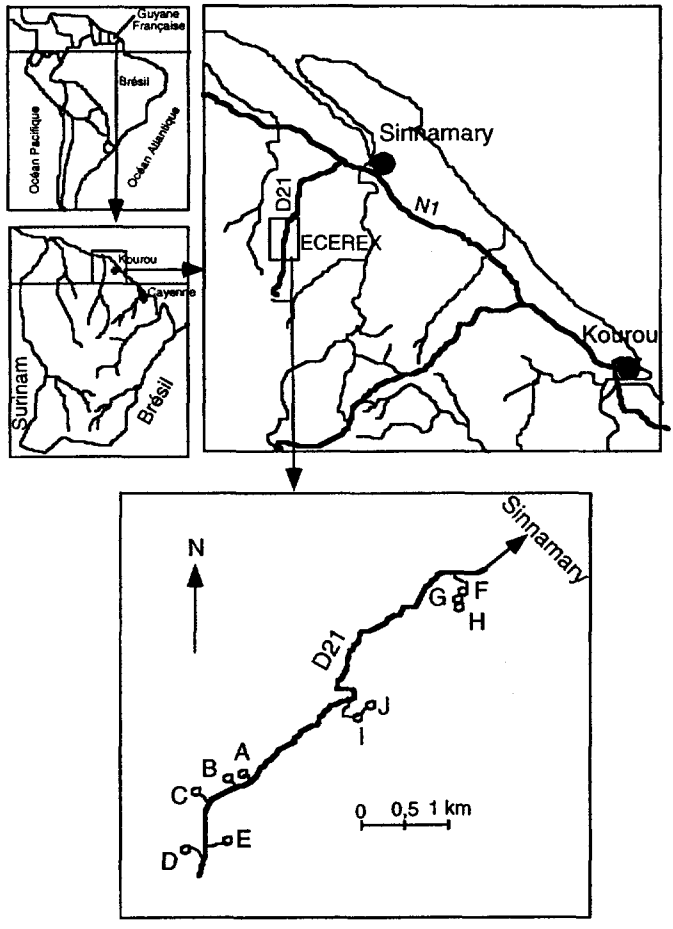


Figure 1 Localisation géographique du dispositif ÉCÉREX (d'après FRITSCH, 1990).
Geographic location of the ÉCÉREX project (after FRITSCH, 1990).

La couverture végétale du bassin A est constituée par une prairie de graminée (*Digitaria swazilandensis*), implantée en mai 1979 et pâturée par des bovins de 1980 à 1984. La charge animale était de 5 à 10 jeunes bovins par hectare, ce qui représente un élevage nettement plus intensif que ceux habituellement pratiqués en Amazonie (FRITSCH, 1990). Après 1984, la prairie est régulièrement entretenue (SARRAILH, comm. pers.).

2.3 Équipement

Les débits aux exutoires des bassins sont mesurés à l'aide de déversoirs métalliques à lame mince, à ouverture en V selon un angle de 30° qui permettent de mesurer des débits inférieurs ou égaux à 410 $l \cdot s^{-1}$ (FRITSCH, 1990).

La hauteur d'eau précipitée sur le bassin forestier est mesurée grâce à un réseau de 31 pluviomètres, placés parallèlement au thalweg. Sur le bassin prairial, elle est mesurée à l'aide de 3 pluviomètres, disposés perpendiculairement au thalweg *(fig. 2)*.

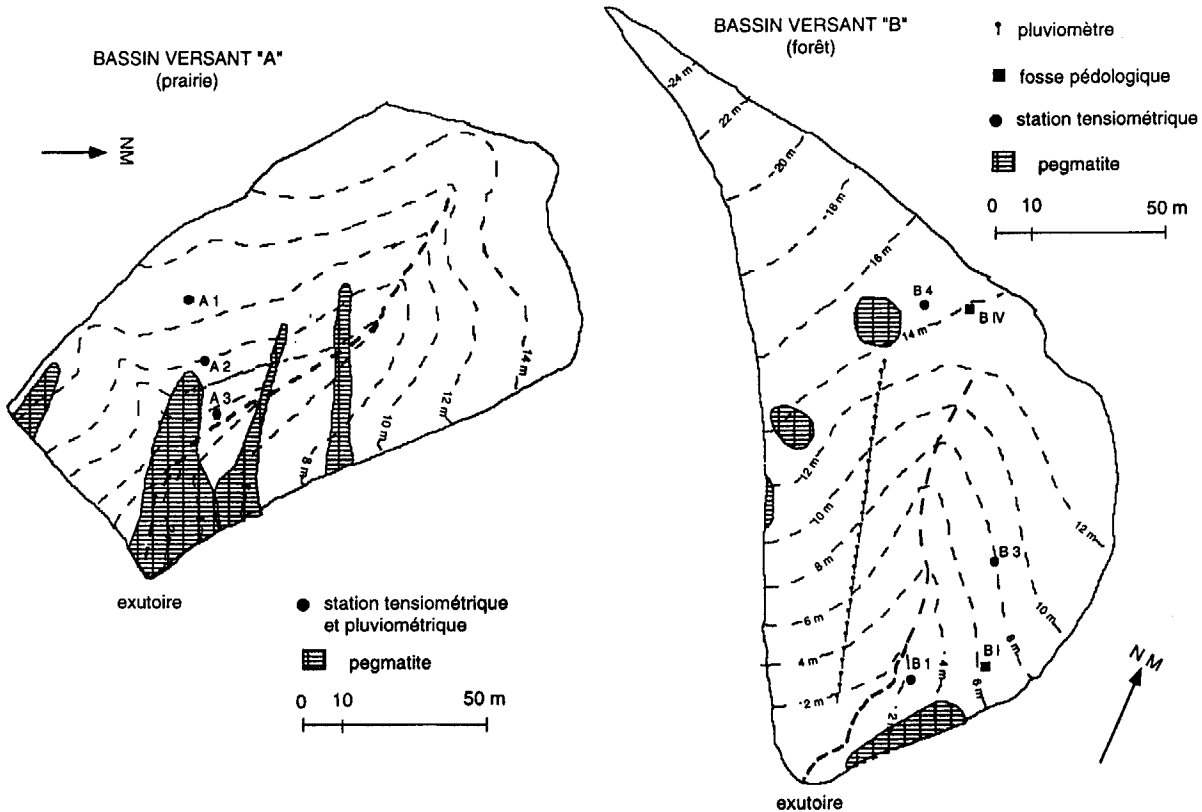


Figure 2 Cartes des bassins A (prairie) et B (forêt).
Maps of the A (grassland) and B (forest) watersheds.

Un suivi de l'état hydrique du sol est assuré à l'aide d'un réseau tensiométrique. Ce réseau est formé de 3 sites (B1, B3 et B4) sur le bassin forestier et de 3 sites (A1, A2 et A3) sur le bassin prairial *(fig. 2)*. Chaque site est équipé de 10 tensiomètres installés à des profondeurs comprises entre 0,1 m et 2 m.

L'eau circulant dans le sol pendant les crues a pu être prélevée grâce à des drains installés dans des fosses pédologiques (bassin forestier) ou à des piézomètres (bassin prairial). Il existe 2 fosses (BI et BIV) sur le bassin forestier. La fosse BI est située en bas du versant gauche, à l'aval du bassin, alors que la fosse BIV est située à l'amont du bassin *(fig. 2)*. Le drain placé dans la fosse BI est à 0,44 m de la surface du sol, à environ 10 cm au-dessus de la couche d'argile rouge. Le drain de la fosse BIV est situé à 0,50 m de profondeur, juste au-dessus de la couche d'argile rouge. Sur le bassin prairial, nous avons installé, à proximité de chacun des 3 sites tensiométriques du bassin, 2 piézomètres *(fig. 2)*. Sur chaque site, un piézomètre permet de prélever l'eau à une profondeur de 0,4 m environ, l'autre à une profondeur de 0,7 m. De plus, sur le site A3 (bas de versant), un piézomètre profond (1,2 m) a été installé. La couche d'argile rouge est située à une profondeur d'environ 50 cm sur le site A1 (haut du versant), 80 cm sur le site A2 (mi-versant). Le site A3 (bas du versant) est situé au-dessus d'un filon de pegmatite.

2.4 Prélèvements

Lors des crues du 24 mai 1992 et 15 mai 1993, nous avons simultanément prélevé :

– l'eau à l'exutoire des 2 bassins, suivant un pas de temps variable (5 à 15 min) ;

– les précipitations, avec un pas de temps variable (15 à 60 min, selon l'intensité), sur les 2 bassins ;

– l'eau circulant dans le sol grâce aux drains installés dans des fosses pédologiques (bassin forestier) ou grâce à des piézomètres (bassin prairial). Le pas de temps de prélèvement est variable (30 à 60 min). De plus, un suivi de l'infiltration de l'eau dans le sol a été effectué grâce à des tensiomètres installés sur les 2 bassins (pas de temps 15 à 60 min).

La veille de la crue, des échantillons de sol, de 0 à 1,20 m de profondeur, ont été prélevés, sur les 2 bassins, à proximité des stations tensiométriques afin de pouvoir caractériser un état isotopique initial de l'eau du sol. La nappe du bassin prairial a également été échantillonnée soit en prélevant l'eau du ruisseau avant la crue, soit directement grâce au piézomètre profond du site A3.

3 – RÉSULTATS

3.1 Débit de base

Il n'existe pas d'écoulement permanent à l'exutoire du bassin forestier. Avant le défrichement, le bassin prairial ne présentait pas d'écoulement permanent (FRITSCH, 1990). Cependant, lors de notre étude, nous avons observé un tel écoulement, très faible (inférieur à 1 l/s). Cet écoulement se maintient en mai 1992, alors que les précipitations de ce mois sont inférieures d'environ 25 % à la

moyenne (MÉTÉO-FRANCE, 1993). Il est probablement généré par une petite nappe située dans un filon de pegmatite situé en bas de versant, à l'aval du bassin. La mise en place de cette nappe apparaît donc comme la première conséquence du défrichement. Elle s'explique par l'augmentation du stock d'eau dans le sol, due à la diminution de l'interception de la pluie et de la consommation d'eau par la prairie (SKLASH *et al.*, 1986 ; HODNETT *et al.*, 1995).

3.2 Les crues du 24 mai 1992 et du 15 mai 1993

3.2.1 Généralités

Ces deux crues sont provoquées par des précipitations convectives importantes (environ 60 mm), d'une durée totale de 10 heures (1992) et 13 heures (1993). Les principales caractéristiques de ces événements et des crues générées sont présentées sur les figures 3 à 6, ainsi que dans le tableau 1. On remarque que :

– la quantité d'eau de pluie interceptée par la canopée, estimée par soustraction entre les précipitations recueillies sur le bassin prairial et celles recueillies sur le bassin forestier, est faible. Elle diminue, en pourcentage, si la hauteur d'eau précipitée augmente (5,3 % en 1992 et 4,2 % en 1993, alors que la pluie incidente augmente d'environ 10 mm), mais reste stable en quantité (autour de 3 mm) ;

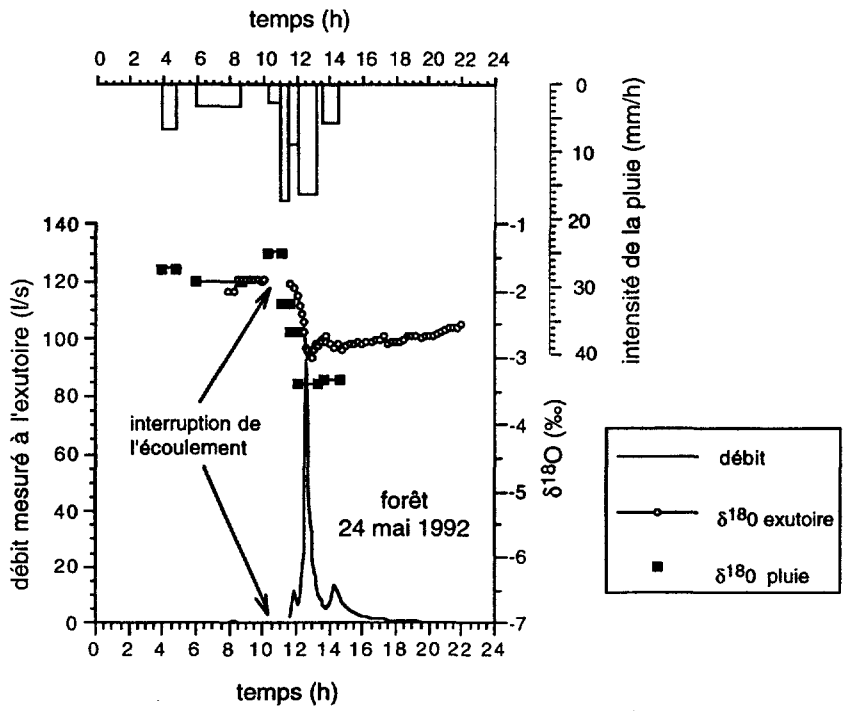


Figure 3 Hydrogramme, hyétogramme (crue du 24 mai 1992, bassin forestier) et évolution temporelle des teneurs en ^{18}O mesurées dans les précipitations et dans l'eau prélevée à l'exutoire du bassin.

Hydrograph, hyetograph (runoff event of 24 May 1992, forested watershed). and temporal variations of the ^{18}O content measured in precipitation and in the stream water sampled at the outlet of the watershed.

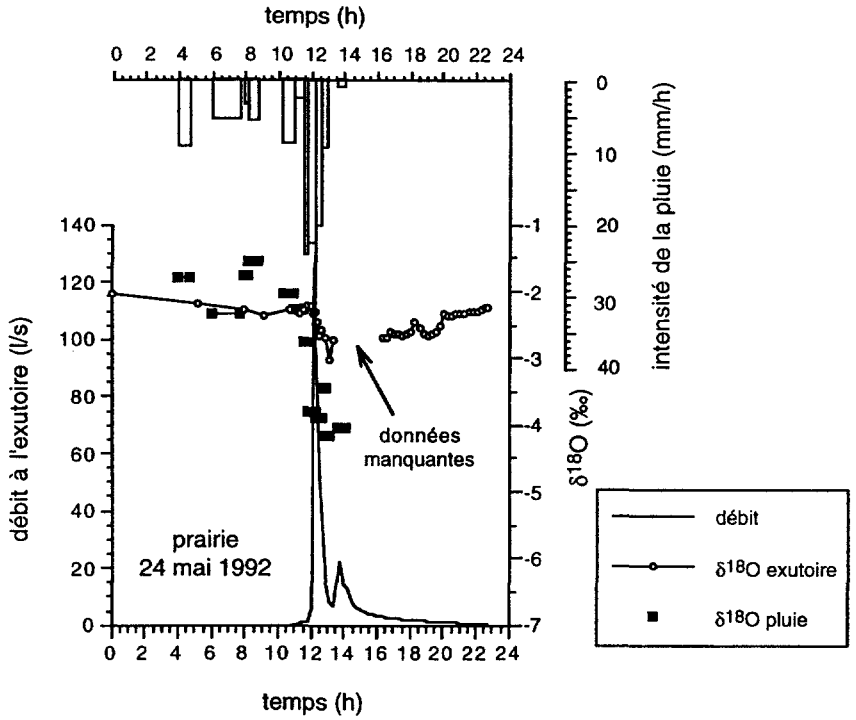


Figure 4 Hydrogramme, hyétogramme (crue du 24 mai 1992, bassin prairial) et évolution temporelle des teneurs en ^{18}O mesurées dans les précipitations et dans l'eau prélevée à l'exutoire du bassin.

Hydrograph, hyetograph (runoff event of 24 May 1992, grassy watershed). and temporal variations of the ^{18}O content measured in precipitation and in the stream water sampled at the outlet of the watershed.

– les pics de crue se produisent, sur les 2 bassins, lors des épisodes pluvieux les plus intenses, celui du bassin en prairie étant supérieur à celui du bassin forestier (l'écart est d'environ 44 ls^{-1} en 1992 et de 7 ls^{-1} en 1993) ;

– les cœfficients d'écoulement rapide de crue (rapport du volume écoulé sur le volume précipité) sont élevés sur les 2 bassins (0,28 à 0,48), mais le bassin en prairie présente des cœfficients supérieurs à ceux du bassin forestier, surtout le 24 mai 1992. L'écart est plus réduit le 15 mai 1993, en raison de la forte augmentation de ce cœfficient sur le bassin forestier probablement lié à la plus forte humidité initiale des sols du bassin ;

– la signature isotopique de l'eau prélevée à l'exutoire des bassins présente la même évolution temporelle que celle des précipitations, en conservant toutefois des valeurs distinctes. Cela indique que l'eau des ruisseaux est constituée par un mélange d'eau de pluie et d'eau issue d'un ou plusieurs autres réservoirs présents sur les bassins ;

– les variations temporelles de la signature isotopique de l'eau prélevée à l'exutoire du bassin prairial sont atténuées par rapport à celles observées sur le bassin forestier. De plus, sur le bassin en prairie, la signature de l'état final est voisine de celle de l'état initial. Par exemple, le 24 mai 1992, l'écart entre l'état final et l'état initial est 0,2 ‰ sur le bassin prairial pour une amplitude de variation

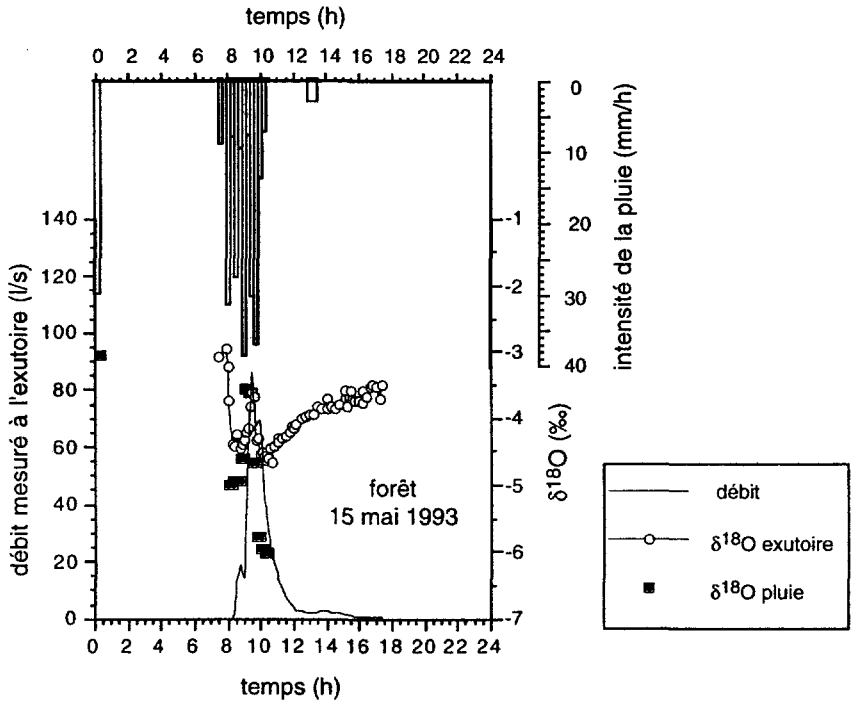


Figure 5 Hydrogramme, hyétogramme (crue du 15 mai 1993, bassin forestier) et évolution temporelle des teneurs en ^{18}O mesurées dans les précipitations et dans l'eau prélevée à l'exutoire du bassin.

Hydrograph, hyetograph (runoff event of 15 May 1993, forested watershed) and temporal variations of the ^{18}O content measured in precipitation and in the stream water sampled at the outlet of the watershed.

de 1 ‰. Sur le bassin forestier, les valeurs correspondantes sont respectivement de 0,5 ‰ et de 1,2 ‰.

Ces deux effets mettent en évidence l'effet tampon joué par la nappe existant sur le bassin prairial.

3.2.2 La décomposition géochimique des hydrogrammes de crue

Décomposition qualitative

Sur les sites ÉCÉREX, il n'existe pas de minéraux contenant des chlorures et donc capables d'en fournir à la solution du sol lors de leur altération. Le seul apport en chlorures est constitué par l'eau des précipitations (pluie et pluviolessivats sur le bassin forestier). Ces ions sont très peu absorbés par la végétation et ne participent pas aux échanges avec le complexe absorbant du sol. Au cours de son séjour dans le sol, l'eau apportée aux bassins par les précipitations et qui échappe à l'extraction racinaire, va donc simultanément s'infiltrer vers les couches profondes du sol et se concentrer en Cl^-. Les eaux anciennes et profondes sont donc plus concentrées en chlorures que les eaux récentes (supérieures) du bassin (GRIMALDI, 1988 ; GRIMALDI *et al.*, 1994).

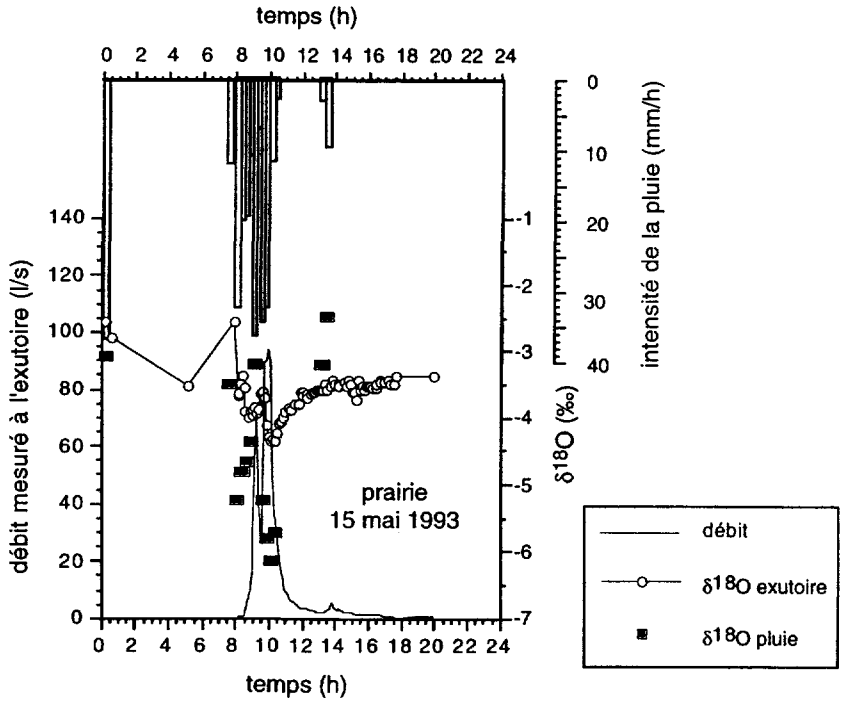


Figure 6 Hydrogramme, hyétogramme (crue du 15 mai 1993, bassin prairial) et évolution temporelle des teneurs en ^{18}O mesurées dans les précipitations et dans l'eau prélevée à l'exutoire du bassin.

Hydrograph, hyetograph (runoff event of 15 May 1993, grassy watershed) and temporal variations of the ^{18}O content measured in precipitation and in the stream water sampled at the outlet of the watershed.

Tableau 1 Principales caractéristiques des crues observées (24 mai 1992 et 15 mai 1993), sur les 2 bassins.

Table 1 *Main characteristics of the runoff events observed (24 May 1992 and 15 May 1993) on both watersheds.*

	Bassin A (24-05-92)	Bassin B (24-05-92)	Bassin A (15-05-93)	Bassin B (15-05-93)
Hauteur pluie (mm)	56,8	53,8	66,7	64,0
Interception (%)		5,3		4,2
Débit max (l/s)	136,0	92,0	93,6	86,2
Cœfficient d'écoulement rapide de crue	0,44	0,28	0,48	0,43

La dissolution de la muscovite, où ce cation se trouve en position interfoliaire, libère de faibles quantités de potassium. La principale source de potassium est en fait constituée par la végétation. Ainsi, les pluviolessivats, ou l'eau percolant à travers la litière, sont enrichis en K^+ par rapport à l'eau de pluie (LETURCQ, 1994). Cependant, le recyclage très rapide de cet élément par la végétation empêche son infiltration vers les couches profondes du sol (FORTI et MOREIRA-NORDEMANN,

1991). Les eaux récentes, c'est-à-dire les eaux circulant à la surface ou près de la surface du sol, sont donc plus concentrées en potassium que les eaux anciennes (GRIMALDI, 1988).

L'étude de l'évolution des concentrations en chlorure et en potassium de l'eau du ruisseau peut permettre de déterminer qualitativement son origine (zone profonde ou supérieure du sol). De plus, les prélèvements de sol réalisés la veille des crues ayant montré que chaque couche de sol possède une signature isotopique spécifique *(tabl. 2)*, la comparaison entre l'évolution des compositions chimiques (Cl^- ou K^+) et isotopique (^{18}O) de l'eau du ruisseau doit permettre d'identifier les différentes « familles d'eau » participant à la crue.

Tableau 2 Composition isotopique (^{18}O) initiale de l'eau du sol des bassins la veille des crues.

Table 2 *Initial isotopic content (^{18}O) of soil water on both watersheds on the day before the runoff events.*

Couche de sol (cm)	$\delta^{18}O$ eau du sol (‰) forêt 23/05/1992	$\delta^{18}O$ eau du sol (‰) prairie 23/05/1992	$\delta^{18}O$ eau du sol (‰) forêt 14/05/1993	$\delta^{18}O$ eau du sol (‰) prairie 14/05/1993
0-20	– 2,9 (+/– 0,3)	– 2,9 (+/– 0,4)	– 2,7 (+/– 0,4)	– 3,2 (+/– 0,2)
20-40	– 2,8 (+/– 0,5)	– 2,8 (+/– 0,1)	– 2,4 (+/– 0,4)	– 2,5 (+/– 0,5)
40-60	– 2,5 (+/– 0,3)	– 2,9 (+/– 0,3)	– 2,4 (+/– 0,6)	– 2,5 (+/– 0,5)
60-80	– 2,2 (+/– 0,3)	– 2,6 (+/– 0,5)	– 2,3 (+/– 0,7)	– 2,6 (+/– 0,2)
80-100	– 1,7 (+/– 0,3)	– 2,16 (+/– 0,2)	– 2,2 (+/– 0,4)	– 2,6 (+/– 0,2)
100-120	– 2 (+/– 0,2)	– 1,5 (+/– 0,4)	– 2,6 (+/– 0,5)	– 2,4 (+/– 0,3)

Sur le bassin forestier, le diagramme « traceur chimique profond (Cl^-) – traceur isotopique » présente une relation d'hystérésis, de sens horaire, qui disparaît dans le cas du diagramme « traceur chimique de surface (K^+) – traceur isotopique » (*fig. 7*, crue du 24 mai 1992). La branche descendante de la relation $Cl^-/^{18}O$ (montée de crue) est imposée par l'appauvrissement isotopique lié à la chute de ce signal dans les précipitations et à l'arrivée d'eaux en provenance des couches intermédiaires du sol (prélevées dans la fosse BI), peu marquées en chlorure. Simultanément, la diminution des concentrations en K^+ mesurées dans les précipitations et l'eau des couches intermédiaires du sol entraîne celle des concentrations mesurées à l'exutoire du bassin. La branche ascendante de la relation $Cl^-/^{18}O$ (décrue et tarissement) est imposée par l'arrivée à l'exutoire, d'eaux profondes, prélevées dans la fosse BIV, concentrées en Cl^- et en ^{18}O. Ces eaux sont peu concentrées en K^+, ce qui explique que les concentrations de cet élément dans le ruisseau restent faibles.

Sur le bassin prairial, les relations d'hystérésis, de sens trigonométrique, existant entre le « traceur chimique profond (Cl^-) – traceur isotopique » et entre le « traceur chimique de surface (K^+) – traceur isotopique » peuvent se décomposer en 3 parties (*fig. 8*, crue du 15 mai 1993). Une branche ascendante, correspondant au début de l'averse principale (8 h 00 à 8 h 30), pendant laquelle le débit mesuré à l'exutoire du bassin reste faible (moins de 1 l/s). L'eau prélevée à l'exutoire du bassin est alors formée par un mélange d'eau de nappe et d'eau de pluie, qui s'appauvrit en ^{18}O, mais qui se concentre en chlorure et surtout en potassium (LETURCQ, 1994) au contact des graminées. Puis, une branche descendante,

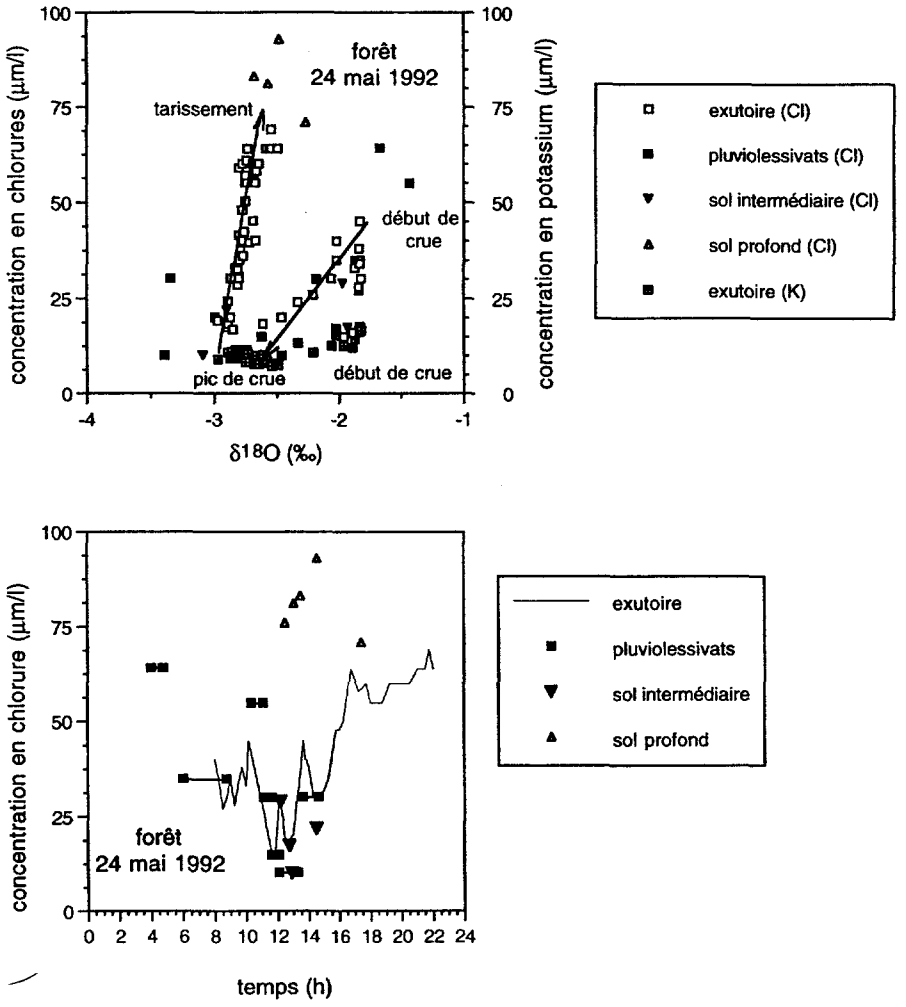
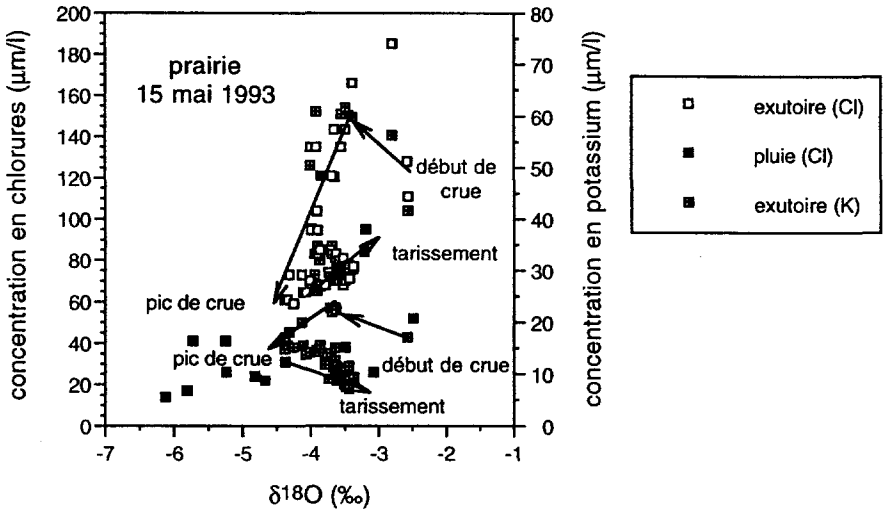


Figure 7 Crue du 24 mai 1992 (bassin forestier). Haut : évolution de la teneur en chlorure par rapport à celle en oxygène 18 de l'eau de différents échantillons (exutoire, pluviolessivats, sol intermédiaire et profond) prélevés pendant la crue du 24 mai 1992 (bassin forestier) et évolution de la concentration en potassium par rapport à celle en oxygène 18 de l'eau du ruisseau. Bas : évolution temporelle de la composition isotopique (^{18}O) de différents échantillons (exutoire, pluviolessivats, sol intermédiaire et profond).

Runoff event of 24 May 1992 (forested watershed). Top: variations in chloride content versus the ^{18}O content of different samples (outlet, throughfall, deep and intermediate soil layers) and variation in potassium content versus the ^{18}O content of stream water. Bottom: temporal variations of isotopic content (^{18}O) of different samples (outlet, throughfall, deep and intermediate soil layers).

(montée de crue proprement dite), pendant laquelle la diminution des concentrations chimique et isotopique de l'eau du ruisseau s'explique par l'arrivée d'eau issue des couches intermédiaires du sol, appauvrie en ^{18}O et probablement moins concentrée chimiquement que la pluie qui s'est enrichie au contact des



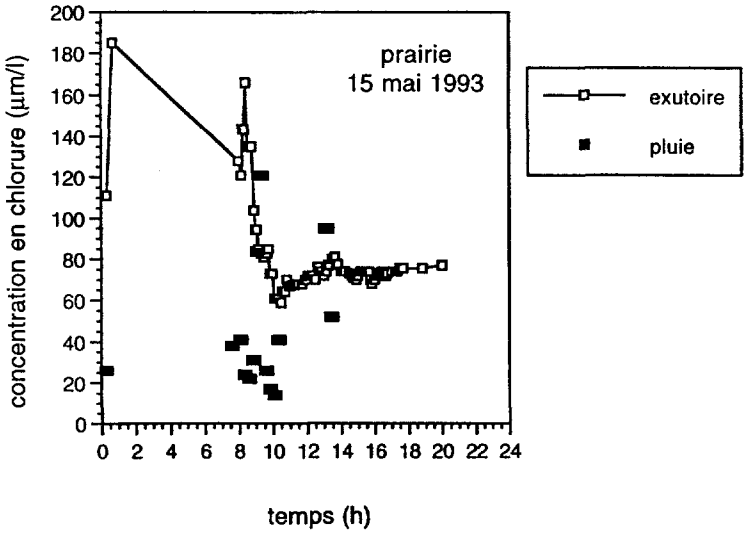


Figure 8 Crue du 15 mai 1993 (bassin prairial). Haut : évolution de la teneur en chlorure par rapport à celle en oxygène 18 de l'eau de différents échantillons (exutoire, pluie) prélevés pendant la crue du 15 mai 1993 (bassin forestier) et évolution de la concentration en potassium par rapport à celle en oxygène 18 de l'eau du ruisseau. Bas : évolution temporelle de la composition en chlorure de différents échantillons (exutoire, pluie).

Runoff event of 15 May 1993 (grassy watershed). Top: variations in chloride content versus the ^{18}O content of different samples (outlet, rainwater) and variation in potassium content versus the ^{18}O content of stream water. Bottom: temporal variations of chloride content of different samples (outlet, rainwater).

graminées. La troisième partie de l'hystérésis (décrue et tarissement) montre un enrichissement isotopique et une augmentation des concentrations en Cl^- de l'eau du ruisseau, alors que les concentrations en K^+ diminuent. Ces variations s'expliquent par l'augmentation de la contribution de la nappe à la crue.

À l'aide du réseau tensiométrique installé sur les 2 bassins, nous avons pu étudier le comportement hydrodynamique des bassins pendant les crues. Sur le bassin forestier, les couches supérieures du sol (de 0 à 0,4 m) atteignent la saturation très rapidement, ce qui provoque la montée de crue. Les couches plus profondes (en-dessous de 0,4 m) réagissent plus lentement et atteignent la saturation peu de temps avant le pic de crue ou lors de la décrue. Le comportement hydrodynamique du bassin prairial est différent. En effet, les couches de sol profondes (en dessous de 1,1 m en 1992 et de 0,7 m en 1993) situées à l'aval du bassin et en bas de versant sont saturées avant la pluie. Les couches supérieures du sol (de 0 à 0,4 m) atteignent la saturation très rapidement, sur l'ensemble du bassin. Les couches plus profondes (en dessous de 0,4 m), en haut des versants, n'atteignent la saturation qu'en décrue.

Le recoupement de ces informations avec celles apportées par l'étude des relations traceurs chimiques/traceur isotopique nous permet de décomposer qualitativement les hydrogrammes de crue *(tabl. 3)*. Les 3 réservoirs impliqués sont les suivants :

– le sol superficiel (de 0 à quelques centimètres de profondeur) dont la signature (^{18}O et Cl^-) est celle des précipitations. Ce réservoir est le siège de l'écoulement hypodermique ;

– le sol intermédiaire (de quelques centimètres à 40 cm de profondeur) dont la signature (^{18}O et Cl^-) résulte du mélange entre la pluie infiltrée et l'eau initialement présente dans les couches supérieures du sol. Ce signal, variable au cours du temps, est mesuré dans le drain installé dans la fosse BI (bassin forestier) ou dans des piézomètres (bassin prairial) ;

– le sol profond (en dessous de 40 cm) dont la signature (^{18}O et Cl^-) est celle de l'eau ancienne prélevée dans le drain installé dans la fosse BIV (bassin forestier) ou du débit de base du ruisseau (bassin prairial). Ce signal est peu variable au cours du temps.

Tableau 3 Décomposition qualitative des hydrogrammes de crue (24 mai 1992 et 15 mai 1993), sur les 2 bassins.

Table 3 *Qualitative hydrograph separation (runoff events of 24 May 1992 and 15 May 1993) on both watersheds.*

	Montée de crue	Pic de crue et début de décrue	Décrue et tarissement
Bassin B (forêt)	Sol superficiel + Sol intermédiaire	Sol superficiel + Sol intermédiaire + Sol profond	Sol intermédiaire + Sol profond
Bassin A (prairie)	Sol superficiel (1993) ou intermédiaire (1992) + Sol profond	Sol superficiel + Sol intermédiaire + Sol profond	Sol intermédiaire + Sol profond

Sol superficiel : de 0 à quelques centimètres de profondeur.
Sol intermédiaire : de quelques centimètres à 40 cm de profondeur.
Sol profond : en dessous de 40 centimètres de profondeur.

Décomposition quantitative

Lors des périodes de mélange à 2 réservoirs, 1 seul traceur est nécessaire pour déterminer la contribution à la crue de ces 2 réservoirs. Nous avons alors utilisé l'oxygène 18. Pendant les périodes de mélange à 3 réservoirs 2 traceurs sont nécessaires. Or, en raison de l'absence d'évaporation de l'eau du sol, l'utilisation conjointe de ^{18}O et ^{2}H est impossible (MILLET, 1996). Nous avons alors utilisé ^{18}O et Cl^-. En effet, sur ces sites, Cl^- est un traceur non-interactif (GRIMALDI, 1988 ; GRIMALDI *et al.*, 1994), non corrélé avec l'oxygène 18 (MILLET, 1996).

La signature (^{18}O, Cl^-) du réservoir « sol superficiel » est identique à celle des précipitations. Cependant, la forte variabilité temporelle de la signature des précipitations empêche d'attribuer à ce réservoir une valeur unique (par exemple la signature globale de l'événement pluvieux). De plus, la réaction rapide des bassins empêche également d'utiliser les méthodes de pondérations proposées par McDONNELL *et al.* (1990), qui utilisent la signature moyenne, pondérée par la hauteur d'eau ou l'intensité, des épisodes antérieurs à l'instant de la crue étudié. Nous avons donc procédé de la façon suivante. À un instant donné, la signature des précipitations est prise égale à celle de l'épisode pluvieux (moyenne des différents pluviomètres présents sur chaque bassin pondérée par la hauteur d'eau) relativement important précédant cet instant. Cette méthode se rapproche de celle décrite par PIONKE *et al.* (1993) qui proposent d'isoler, au sein de l'événement pluvieux, les épisodes les plus intenses (« pics de pluie ») responsables des pics de crues.

Les signatures (^{18}O, Cl^-) des autres réservoirs (sols intermédiaires, sol profond du bassin forestier) sont prises égales à celles des échantillons prélevés dans les fosses pédologiques BI (sol intermédiaire du bassin forestier) et BIV (sol profond du bassin forestier) ou dans les piézomètres site A2 (sol intermédiaire du bassin prairial). Le piézomètre profond du site A3 (bassin prairial) ayant révélé la stabilité de la signature de la nappe, nous avons pris pour ce réservoir la signature (^{18}O, Cl^-) du débit de base du ruisseau.

La participation des différents réservoirs à la crue est obtenue en résolvant les équations (1) et (2). La précision des résultats obtenus dépend de l'écart existant entre les signatures de chaque réservoir et entre la signature de chaque réservoirs et celle du ruisseau. Elle est donc variable au cours de la crue, du fait des variations temporelles importantes de la signature de certains réservoirs (précipitations, couches intermédiaire du sol). De plus, en raison de la variabilité spatiale (latérale) importante de la composition isotopique de l'eau du sol constatée lors de la caractérisation de l'état initial des bassins *(tabl. 2)*, on peut s'interroger sur la représentativité des sites de prélèvement. C'est pourquoi nous avons réalisé sur le bassin forestier, le 15 mai 1993, l'expérimentation suivante. L'eau du ruisseau a été simultanément prélevée en amont du thalweg, à l'exutoire et à mi-distance entre l'amont et l'exutoire. Ces 3 sites présentent des compositions isotopique (^{18}O) et chimique (Cl^-) très voisines pendant toute la durée de la crue *(fig. 9)*. L'évolution temporelle de la composition géochimique de l'eau du ruisseau s'explique donc par la variabilité temporelle de la signature des réservoirs alimentant la crue et par la variation temporelle de leur contribution. La variabilité spatiale (latérale) de la composition isotopique de l'eau du sol n'a que très peu d'influence sur celle du cours d'eau. Il est donc possible de caractériser la signature de l'eau du sol par des prélèvements réalisés sur un nombre de site limité.

Sur le bassin forestier, le 24 mai 1992, la montée de crue est essentiellement constituée par l'écoulement hypodermique *(fig. 10)*. L'écoulement des couches

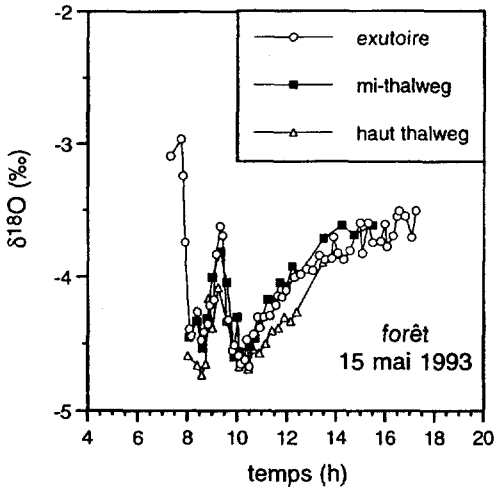


Figure 9 Variation spatio-temporelle de la concentration en 18O (en haut) et en Cl- (en bas) de l'eau du ruisseau (3 sites situés le long du thalweg) pendant la crue du 15 mai 1993 (bassin forestier).

Spatio-temporal variation in ^{18}O contents (top) and Cl^- (bottom) of stream water (three sites situated along the thalweg) during the flood event of 15 May 1993 (forested watershed).

intermédiaires du sol, faible en début de crue, augmente peu avant le pic de crue où il devient prépondérant. Sa participation reste très importante pendant la décrue, mais elle diminue régulièrement au profit de celle des couches profondes du sol. L'écoulement des couches profondes du sol débute peu de temps avant le pic de crue, mais reste faible tant que la décrue n'est pas amorcée. Le 15 mai 1993, l'humidité initiale du sol et la quantité de pluie précipitée sont supérieures à celles du 24 mai 1992. Si le fonctionnement du bassin reste le même, on remarque cependant quelques différences *(fig. 11)*. En effet, lors de la première période (montée de crue), la contribution de l'écoulement hypodermique diminue, en pourcentage, au profit de celle des zones intermédiaires du sol. La participation des couches profondes du sol est importante dès la deuxième période (pic de crue et début de décrue) et devient prépondérante pendant la décrue (troisième période). Sur l'ensemble de la crue, l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol reste le plus important et représente, comme en 1992, environ 50 % du volume total de la crue.

Sur le bassin prairial, le 24 mai 1992 *(fig. 12)*, la montée de crue est dominée par l'eau issue de la nappe, l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol étant alors très faible. Lors de la deuxième période (pic de crue et début de décrue), la participation de la nappe diminue fortement au profit de celle de l'écoulement hypodermique et, surtout, de celle de l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol. Lors de la décrue, la contribution de l'écoulement issu des couches intermédiaires du sol diminue lentement au profit de celle de la nappe qui ne redevient majoritaire que huit heures environ après le pic de crue. Le 15 mai 1993, les modifications de la quantité et de l'intensité de la pluie précipitée ainsi que de l'humidité initiale du sol, provoquent des changements dans le fonctionnement du bassin, surtout en montée de crue *(fig. 13)*. En effet, lors de cette

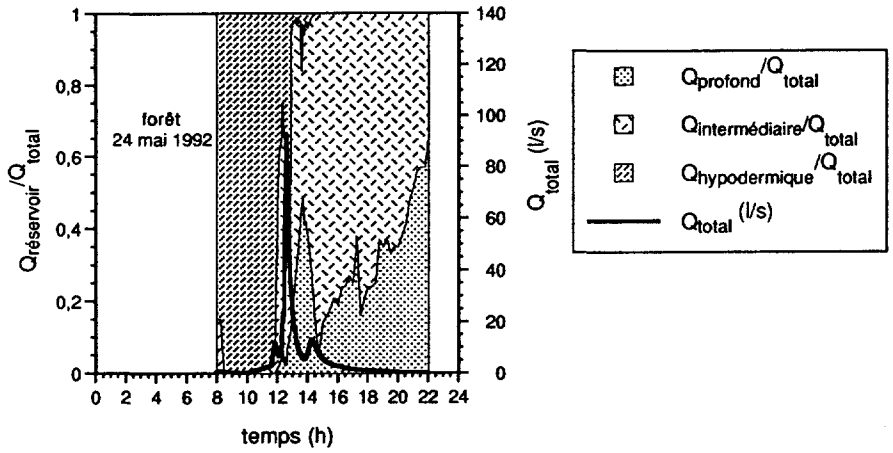


Figure 10 Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue du 24 mai 1992 (bassin forestier). Le débit total mesuré à l'exutoire du bassin est également représenté.

Geochemical separation of the runoff hydrograph (24 May 1992, forested watershed). The total flow rate measured at the outlet of the watershed is also presented.

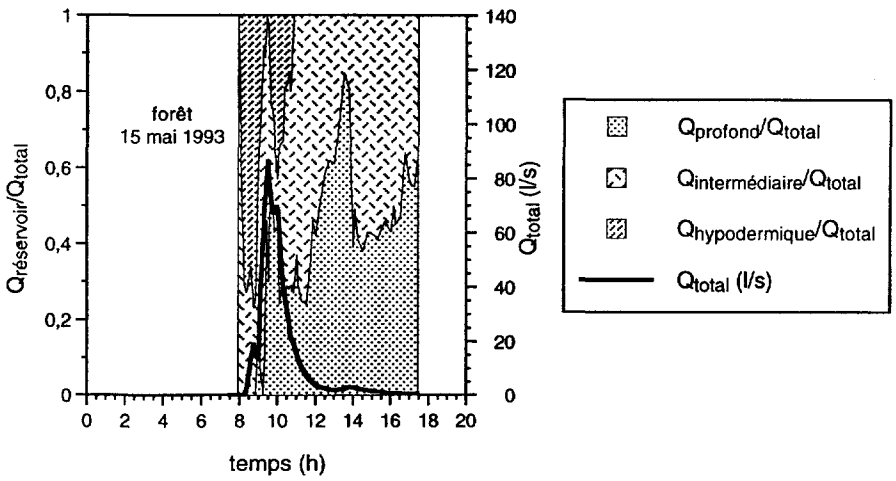


Figure 11 Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue du 15 mai 1993 (bassin forestier). Le débit total mesuré à l'exutoire du bassin est également représenté.

Geochemical separation of the runoff hydrograph (15 May 1993, forested watershed). The total flow rate measured at the outlet of the watershed is also presented.

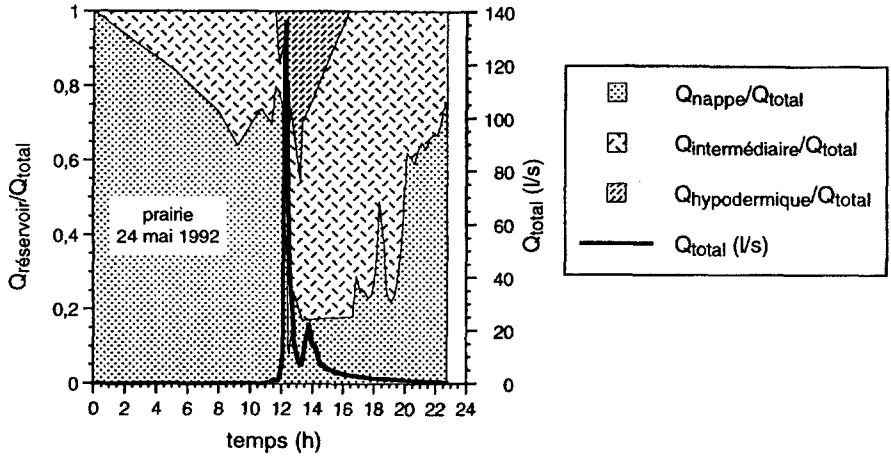


Figure 12 Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue du 24 mai 1992 (bassin prairial). Le débit total mesuré à l'exutoire du bassin est également représenté.

Geochemical separation of the runoff hydrograph (24 May 1992, grassy watershed). The total flow rate measured at the outlet of the watershed is also presented.

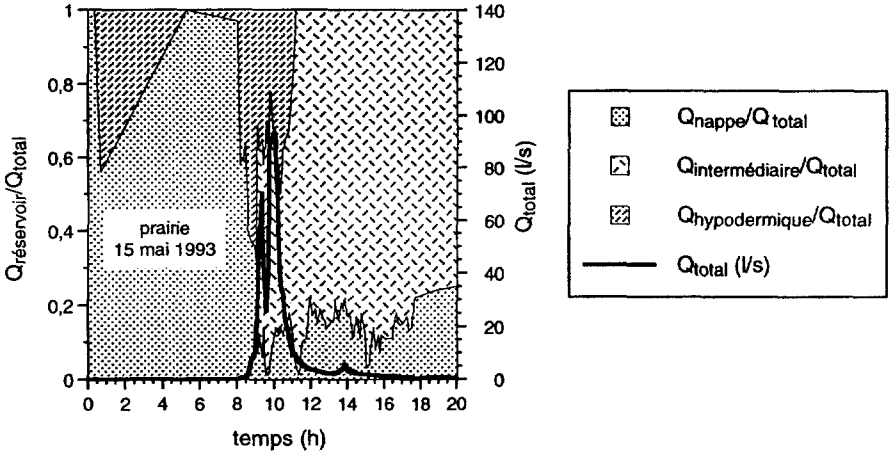


Figure 13 Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue du 15 mai 1993 (bassin prairial). Le débit total mesuré à l'exutoire du bassin est également représenté.

Geochemical separation of the runoff hydrograph (15 May 1993, grassy watershed). The total flow rate measured at the outlet of the watershed is also presented.

période, l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol est absent et est remplacé par l'écoulement hypodermique. Ensuite, la contribution de la nappe diminue fortement, en pourcentage, au profit de celles de l'écoulement hypodermique

et de l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol (pic de crue et début de décrue) ou de l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol seul (décrue). Toutefois, sur l'ensemble de la crue, l'écoulement issu des zones intermédiaires du sol reste prépondérant et représente, comme en 1992, environ 50 % de l'écoulement total.

4 – CONCLUSION

En période de crue, le fonctionnement des 2 bassins est dominé par l'écoulement issu des couches intermédiaires du sol (0 à – 0,4 m) qui représente environ 50 % de l'écoulement total de crue. Nous avons ainsi confirmé l'importance du rôle de l'horizon argileux rouge qui ralentit fortement l'infiltration de l'eau des précipitations et permet ainsi la saturation des couches intermédiaires du sol. L'importance de l'écoulement issu des couches intermédiaires du sol permet également d'expliquer les valeurs élevées des cœfficients d'écoulement rapide de crue calculés sur les bassins, alors qu'aucun ruissellement superficiel, en dehors des parois du thalweg, n'a été constaté.

La conséquence hydrologique essentielle de la déforestation résulte de l'augmentation du stock d'eau dans le sol du bassin défriché.

En période d'étiage, cela entraîne l'apparition d'un écoulement permanent à l'exutoire du bassin prairial, absent avant le défrichement.

En période de crue, cela entraîne une différenciation des mécanismes de genèse des crues. En effet, sur le bassin prairial, les couches profondes du sol sont saturées avant la crue et participent donc à la totalité de la crue. Au contraire, sur le bassin forestier, ces couches de sol n'atteignent la saturation que peu de temps avant le pic de crue et ne contribuent donc à la crue de façon importante que lors de la décrue.

Ces résultats confirment les études hydrologiques précédentes qui ont mis en évidence des écoulements sur le bassin prairial supérieurs à ceux du bassin forestier total (écoulement total + 30 % et débit de pointe de crue + 115 %, pour les crues supérieures à 20 $ls^{-1}ha^{-1}$, FRITSCH, 1990). La diminution du gain, au pic de crue, observée lors de notre étude (+ 48 % le 24 mai 1992 et + 9 % le 15 mai 1993) peut s'expliquer par le fait que le bassin prairial n'est plus pâturé depuis 1984. En effet, cela entraîne un tassement du sol moindre et donc une meilleure infiltration de l'eau de pluie. Le comportement d'une prairie non pâturée se rapproche donc de celui d'un bassin forestier, ainsi que l'avait supposé FRITSCH (1990).

Notre étude a permis de préciser les mécanismes de genèse des crues. Nous avons ainsi mis en évidence le rôle joué par la nappe du bassin prairial, tant sur le plan hydrologique que sur le plan géochimique (effet tampon). Les 2 approches (hydrologique et géochimique) apparaissent donc complémentaires.

REMERCIEMENTS

Ce travail a été effectué dans le cadre du Programme d'étude de l'Environnement de la Géosphère Intertropicale (PEGI), financé par l'ORSTOM et l'INSU-CNRS. Les auteurs remercient les Centres de recherche de l'ORSTOM à Cayenne (G. ROCHETEAU, J.-L. COLIN, Ph. VAUCHEL, M. SARRAZIN, J.-M. DHENIN, R. BRON, J.-C BRON) et du CIRAD-Forêt (CTFT) de Kourou (J.-M. SARRAILH) pour leur accueil, leur mise à disposition de matériel et de résultats et leur contribution aux prélèvements de terrain. Nous remercions également les 3 rapporteurs anonymes qui ont accepté de relire ce travail et dont les critiques ont permis d'en améliorer la qualité.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALEXANDRE, D.Y. (1990). Morphologie racinaire en relation avec l'organisation du sol. Cas de deux espèces pionnières de Guyane française : Goupia glabra et Vismia guianensis. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXV(4), 417-422.

BOULET, R. (1990). Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ÉCÉREX. Hypothèses sur leur dynamique. *In :* « Mise en valeur de l'écosystème guyanais : opération ÉCÉREX. » Sarrailh J.M. coordinateur, INRA CTFT Eds, 15-46.

BRINKMANN, W.L.F. (1983). Nutrient balance of a central Amazonian rainforest : comparison of natural and manmanaged systems. *In :* « *hydrology of humid tropical regions* », proceedings of the Hamburg Symposium, IAHS Publ., 140, 153-163.

BRUIJNZEEL, L.A. (1990). Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion : a state of knowledge review. UNESCO Ed., Paris, 224 pp.

CHOISNEL, E., NOILHAN, J., (1995). La prévision des sécheresses. *La Recherche*, 26(272), 34-40.

CHRISTOPHERSEN, N., NEAL, C., HOOPER, R.P., VOGT, R.D. and ANDERSEN, S. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members. A step towards second-generation acidification models. *J. Hydrol.*, 116, 307-320.

COSANDEY, C. (1995). La forêt réduit-elle l'écoulement annuel ? *Ann. Géo.*, 581-582, 7-25.

CROUZET, E., HUBERT, P., OLIVE, Ph., SIWERTZ, E, MARCÉ, A. (1970). Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du cœfficient de ruissellement. *J. Hydrol.*, 11, 217-229.

DALL'OLIO, A., SALATI, E., TATAGIBA de AZEVEDO, C., MATSUI, E. (1979). Modelo de fracionamento isotopico da agua na bacia Amazonica (Primeira approximaçao). *Acta Amazonica*, 9(4), 675-687.

DINCER, T., PAYNE, B.R., FLORKOWSKI, T., MARTINEC, J., TONGIORGI, E. (1970). Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen 18. *Wat. Resour. Res.*, *6(2)*, 110-124.

FORGET, P.-M. (1994). Les forêts tropicales en sursis. *La Recherche*, 25(270), 1154-1162.

FORTI, M.C., MOREIRA-NORDEMANN, L.M. (1991). Rainwater and throughfall chemistry in a « Terra Firme » rain forest : Central Amazonia.*J. Geophys.Res.*, 96(D4), 7415-7421.

FRITSCH, J.M. (1990). Les effets du défrichement de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants (opération ÉCÉREX en Guyane Française). Th. Doct. Univ. Sc. et

Tech. du Languedoc (Montpellier II), 391 pp.

FRITSCH, J.M. (1995). Occupation des sols et régimes hydologiques : les enseignements de bassins versants guyanais. *Ann. Géo.*, n° 581-582, 26-63.

FRITSCH, E., BOCQUIER, G., BOULET, R., DOSSO, M., HUMBEL, F.X. (1986). Les systèmes transformants d'une couverture ferralitique de Guyane française. Analyse structurale et mode de représentation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XXII(4), 361-395.

FRITSCH, J.M., SARRAILH, J.M. (1986). Les transports solides dans l'écosystème forestier guyanais : effets du défrichement et de l'aménagement de pâturages. *Cah. ORSTOM, Sér. Pédol.*, XXII(2), 209-222.

GRANIER, A., HUC, R., BARIGAH, S.T. (1996). Transpiration of natural rain forest and its dependence on climatic factors. *Agric. For. Meterol.*, 78, 19-29.

GRIMALDI, C. (1988). Origine de la composition chimique des eaux superficielles en milieu tropical humide : exemple de deux petits bassins versants sous forêt en Guyane Française. *Sci. Géol. Bull.*, 41(3-4), 247-262.

GRIMALDI, M., BOULET, R. (1990). Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle de Guyane française. Cah. ORSTOM, *sér. Pédol.*, XXV(3), 263-275.

GRIMALDI, C., GRIMALDI, M., BOULET, R. (1990). Étude d'un système de transformation sur schiste en Guyane française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. In « *Organisation et fonctionnement des altérites et des sols.* », WACKERMAN J.M. éditeur scientifique. Actes du séminaire ORSTOM, Bondy 5-9 février 1990, ORSTOM Ed, 81-98.

GRIMALDI, C., FRITSCH, E. et BOULET, R. (1994). Composition chimique des eaux de nappe et évolution d'un matériau ferralitique en présence du système muscovite-kaolinite-quartz, *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 319 série II, 1383-1389.

GUEHL, J.M. (1984). Utilisation des méthodes tensio-neutroniques pour l'étude des transferts hydriques dans le sol en milieu ferralitique guyanais. *Sci. Sol*, 2, 35-48.

HERRMANN, A., STICHLER, W. (1980). Groundwater-runoff relationships. *Catena*, 7, 251-263.

HODNETT, M.G., PIMENTEL DA SILVA, L., DA ROCHA, H.R., CRUZ SENNA, R. (1995). Seasonnal soil water storage changes beneath central Amazonian rainforest and pasture. *J. Hydrol.*, 170, 233-254.

HUBERT, P. (1989). La séparation de l'hydrogramme. Apport des méthodes isotopiques. *Hydrogéologie*, 3, 143-150.

HUMBEL, F.X. (1978). Caractérisation, par des mesures physiques, hydriques et d'enracinement, de sols de Guyane française à dynamique de l'eau superficielle. *Sci. Sol*, 2, 83-94.

KENNEDY, V.C., KENDALL, C., ZELLWEGER, G.W., WYERMAN, T.A., AVANZINO, R.J. (1986). Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole river basin, California. *J. Hydrol.*, 84, 107-140.

LETURCQ, G. (1994). Mobilité des éléments chimiques dans les lixiviats de graminées et de forêts tropicales. Rapport de stage, Maitrise de Sciences et Techniques « Géosciences et Géotechniques Environnement ». Université de Nice Sophia Antipolis, 22 pp.

LOAICIGA, H.A., VALDES, J.B., VOGEL, R., GARVEY, J., SCHWARZ, H. (1996). Global warning and the hydrologic cycle. *J. Hydrol.*, 174, 83-127.

McDONNELL, J.J., BONELL, M., STEWART, M.K., PEARCE, A.J. (1990). Deuterium variations in storm rainfall : implications for steam hydrogaph separation. *Wat. Resour. Res.*, 26(3), 455-458.

MAULÉ, C.P., STEIN, J. (1990). Hydrologic flow path definition and partitionning of spring water. *Water Resour. Res.*, 26(12), 2959-2970.

MILLET, A. (1996). Bilans hydriques et géochimiques dans le cycle forestation déforestation : le cas des forêts tropicales. Th. Doct. Univ. P. et M. Curie (Paris VI), n° 96-10, 199 pp.

PINDER, G.F., JONES, J.F. (1969). Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. *Wat. Resour. Res.*, 5(2), 438-445.

PIONKE, H.B., GBUREK, W.J., FOLMAR, G.J. (1993). Quantifying stormflow components in a Pennsylvannia watershed when ^{18}O input and storm conditions vary. *J. Hydrol.*, 148, 169-187.

POLCHER, J., LAVAL, K. (1994). The impact of African and Amazionan deforestation on tropical climate. *J. Hydrol.*, 155, 389-405.

ROBERT, M. (1992). Le sol, ressource naturelle à préserver pour la production et l'environnement. *Cahiers Agriculture*, 1, 20-34.

ROCHE, M.A. (1982a). Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ÉCÉREX, en Guyane. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XIX(2), 81-114.

ROCHE, M.A. (1982b). Évapotranspiration réelle de la forêt amazonienne en Guyane. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, XIX(1), 37-44.

RODHE, A., NYBERG, L., BISHOP, K. (1996). Transit times for water in a small till catchment from a step shift in the oxygen 18 content of the water input. *Water Resour. Res.*, 32(12), 3497-3511.

SARRAILH, J.M. (1990). Mise en valeur de l'écosystème guyanais : opération ÉCÉREX. INRA CTFT Eds.

SKLASH, M.G., FARVOLDEN, R.N. (1979). The role of groundwater in storn runoff. *J. Hydrol.*, 43, 45-65.

SKLASH, M.G., FARVOLDEN, R.N., FRITZ, P. (1976). A conceptual model of watershed response to rainfall, developed through the use of oxygen-18 as a natural tracer. *Can. J. Earth Sci.*, 13, 271-183.

SKLASH, M.G., STEWART M.K., PEARCE, A.J. (1986). Storm runoff generation in humid headwater catchment. (2) A case study of hillslope and low-order stream response. *Water Resour. Res.*, 22, 1273-1282.