

## **Décomposition géochimique de l'hydrogramme de crue sur un petit bassin versant Guyanais (Piste Saint-Elie, dispositif ECEREX, Orstom-CTFT, Guyane Française)**

**T. BARIAC, A. MILLET, B. LADOUCHE, R. MATHIEU**

*Laboratoire de Biogéochimie isotopique, Université Pierre et Marie Curie, UMR CNRS 162, Case 120, 4 place Jussieu, F-75252 Paris, France*

**C. GRIMALDI, M. GRIMALDI, M. SARRAZIN**

*Centre Orstom, BP 165, 97323 Cayenne, Guyane Française*

**P. HUBERT, H. MOLICOVA**

*Centre d'Informatique Géologique, Ecole des Mines de Paris, 35 rue Saint-Honoré, F-77305 Fontainebleau, France*

**L. BRUCKLER, V. VALLES, P. BERTUZZI, B. BES,**

**J. C. GAUDU, J. HOROYAN**

*Station du Science du Sol, INRA, Domaine de Saint-Paul, BP 91, F-84143 Montfavet, France*

**J. BOULEGUE, F. JUNG**

*Laboratoire de Géochimie et de Métallogénie, Université Pierre et Marie Curie, UMR CNRS 1762, Case 124, 4 place Jussieu, F-75252 Paris, France*

**Y. BRUNET, J. M. BONNEFOND**

*Station de Bioclimatologie, INRA, Domaine de la Grande Ferrade, 71 avenue Edouard Bourleaux, BP 81, F-33883 Villenave-d'Ornon, France*

**R. TOURNEBIZE**

*Station APC, INRA, Domaine Duclos Petit-Bourg, BP 1232, F-97185 Point-à-Pitre, France*

**A. GRANIER**

*Station de Recherches Forestières, INRA, Champenoux, F-54280 Seichamps, France*

**Résumé** Un échantillonnage intensif de la pluie, de l'eau gravitaire dans le sol et dans le thalweg a été réalisé sur l'un des petits bassins versants en forêt primaire de la Piste Saint-Elie (Guyane). Une décomposition de l'hydrogramme de crue, basée sur le traçage isotopique et géochimique de l'eau des compartiments susceptibles d'alimenter la crue, a été réalisée afin de dissocier la crue en écoulement issu des différentes couches du sol: flux rapide (couche superficielle), flux ralenti (couche de profondeur intermédiaire) et flux lent (couche plus profonde). L'eau du sol (sub-surface, zones intermédiaires et profondes) joue un rôle significatif dans le marquage géochimique de l'eau qui participe à la crue. Après avoir appliqué certaines hypothèses qui semblent raisonnables, un modèle de contribution à plusieurs composantes permet d'expliquer la variation temporelle des traceurs isotopiques et géochimiques de l'eau de la crue.

### **Geochemical hydrograph separation on a small Guyanese catchment (Saint Elie's Track, ECEREX experimental site, ORSTOM-CTFT, French Guiana)**

**Abstract** Intensive sampling of rainfall, soil water and runoff was carried out in a tropical forest on one small but highly responsive catchment in French Guiana. A geochemical hydrograph separation, based on  $^{18}\text{O}$  and hydrochemical tracers, was performed to separate streamflow into sub-surface quick flow, mixing zone and groundwater slow flow contributions. Soil water (surface and deep layers) plays a significant role in the streamwater chemistry generation. With a few reasonable assumptions, a two or three-component model accommodating contributions from the different sources can explain the temporal variation of the geochemical tracers observed in the streamflow response.

## **INTRODUCTION**

L'utilisation de la méthodologie géochimique permet la détermination de l'origine de l'eau qui alimente les réservoirs et contribue ainsi à la reconstitution de l'histoire de cette eau dans les réservoirs considérés. En association avec les approches hydrologique et hydro-pédologique, cette méthodologie est donc utilisable dans le cadre de la décomposition de l'hydrogramme de crue à l'échelle du bassin versant (Sklash & Farvolden, 1979; Kennedy *et al.*, 1986; Rodhe, 1987; Wels *et al.*, 1990; Wels *et al.*, 1991; McDonnell & Kendall, 1992). Le couplage utilisé entre ces différentes approches, a été effectué dans le cadre du programme PEGI (Programme d'Etude de la Géosphère Intertropicale, Insu-Orstom) sur un petit bassin versant guyanais.

## **CARACTERISTIQUES GENERALES DES BASSINS VERSANTS ETUDIES**

Cette étude a été menée sur l'un des bassins versants (bassin B, 1,6 ha en forêt primaire) de la piste Saint-Elie (Guyane, Fig. 1). Ce bassin a tout d'abord été aménagé et étudié (Roche, 1982; Fritsch, 1990; Sarrailh, 1990) dans le cadre du programme ECEREX (Ecologie-Erosion-Expérimentation). Ce programme a été essentiellement développé à partir de 1977 par l'Orstom et le CTFT afin d'étudier l'impact environnemental des plans de développement papetier et agricole de la Guyane.

Lors de ce premier programme, les travaux de Guehl (1984); Boulet (1990); Grimaldi & Boulet (1989); et Grimaldi *et al.*, (1990) ont mis en évidence sur ce bassin, la présence de deux types de sol à caractères pédologiques et hydrodynamiques opposés. On peut ainsi distinguer:

- Des sols à drainage vertical ralenti (90% des sols du bassin), caractérisés par la présence d'un horizon argileux rouge de faible conductivité hydraulique, situé vers 0,4 m de profondeur. Lors des épisodes pluvieux, cet horizon argileux rouge limite l'infiltration de la pluie et peut ainsi constituer le plancher d'une nappe temporaire. Cette saturation, associée aux fortes pentes (15-20%) des versants du bassin provoque un écoulement latéral à travers la macroporosité le long du versant jusqu'au ruisseau (Grimaldi & Boulet, 1989).

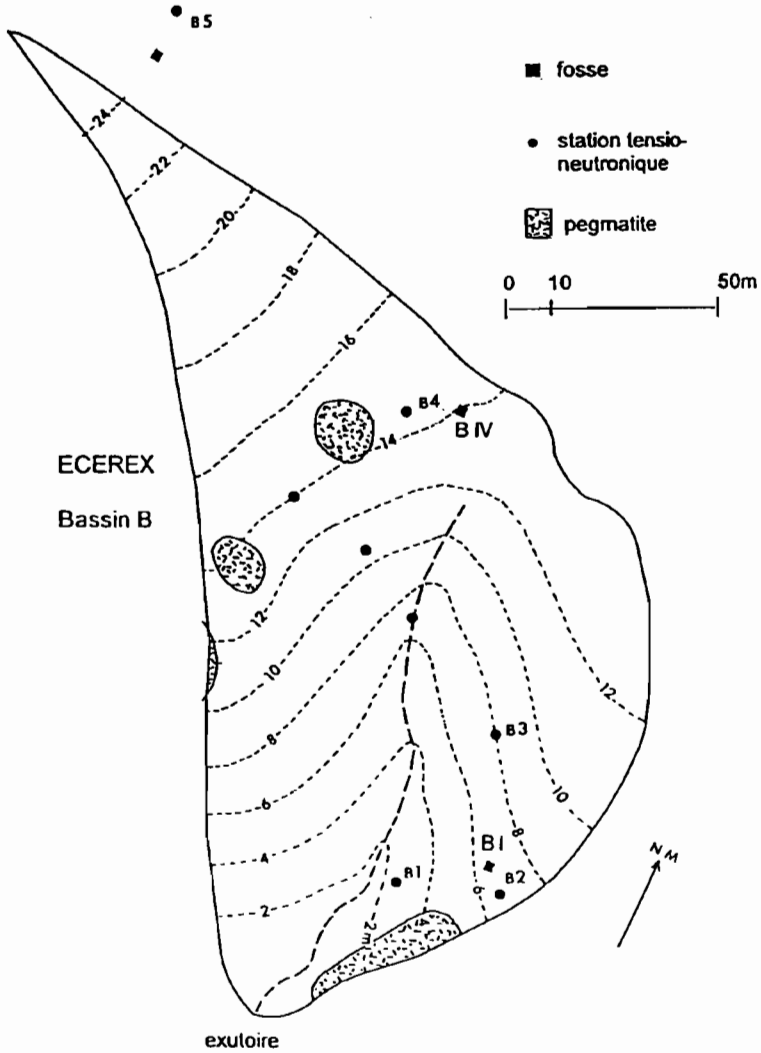


Fig. 1 Le bassin versant forestier « B » du programme ECEREX (Piste Saint-Elie, Guyane): localisation des stations tensio-neutroniques et des fosses pédologiques.

- Les sols à drainage vertical libre et profond (10% des sols, en amont du bassin), constitués par des horizons bruns, épais de plus d'un mètre, fortement microagrégés et poreux. L'infiltration verticale de l'eau se fait dans le réseau des fissures inter-microagrégats et ainsi ne sera pas limitée.

### DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE L'HYDROGRAMME DE CRUE: GENERALITES

A un instant donné, à l'exutoire d'un bassin versant, la composition isotopique ou la concentration d'un élément chimique dans l'eau de la rivière, est imposée par un

mélange d'eaux d'origines et d'histoires différentes. Les caractéristiques chimiques et isotopiques de l'eau de cette rivière dépendront donc des proportions du mélange. D'une manière générale, l'eau prélevée à l'exutoire est considérée comme un mélange d'eau « ancienne » (antérieure à l'événement pluvieux) et d'eau « nouvelle » (apportée par l'événement pluvieux). Ceci permet d'écrire:

(a) une équation de conservation de l'eau:

$$Q_{\text{exutoire}} = Q_{\text{eau nouvelle}} + Q_{\text{eau ancienne}} \quad (1)$$

avec  $Q_{\text{exutoire}}$ ,  $Q_{\text{eau ancienne}}$  et  $Q_{\text{eau nouvelle}}$ : débits de la rivière mesuré à l'exutoire du bassin, de l'eau ancienne, antérieure à l'événement pluvieux et de l'eau nouvelle apportée par la pluie;

(b) une équation de conservation du traceur géochimique (hydrochimique et isotopique):

$$C_{\text{exutoire}} Q_{\text{exutoire}} = C_{\text{eau nouvelle}} Q_{\text{eau nouvelle}} + C_{\text{eau ancienne}} Q_{\text{eau ancienne}} \quad (2)$$

avec  $C_{\text{exutoire}}$ ,  $C_{\text{eau ancienne}}$  et  $C_{\text{eau nouvelle}}$ : compositions isotopiques ou concentrations du traceur de l'eau prélevée à l'exutoire du bassin, de l'eau ancienne (antérieure à l'événement pluvieux) et de l'eau nouvelle apportée par la pluie.

Le débit dans le thalweg est mesuré à l'exutoire. Les concentrations du traceur sont également déterminées à l'exutoire et dans les eaux nouvelles et anciennes du bassin. Nous pouvons donc déterminer les débits des eaux anciennes et nouvelles à partir de la mesure de la composition isotopique de l'eau de la crue et des différents réservoirs impliqués dans cette crue.

Cette approche repose sur différentes hypothèses:

- (a) la teneur en isotopes lourds de l'épisode pluvieux considéré doit être significativement différente de celle de l'eau ancienne (Crouzet *et al.*, 1970);
  - (b) la teneur en isotopes lourds de l'averse ne présente pas de variations spatio-temporelles (Sklash & Farvolden, 1982);
  - (c) la teneur en isotopes lourds de l'eau ancienne reste constante au cours de la crue (Sklash & Farvolden, 1982); et
  - (d) l'eau ancienne a la même composition isotopique que celle du débit de base de la rivière avant l'événement pluvieux qui a généré la crue (Sklash & Farvolden, 1982).
- L'hypothèse (a) est souvent vérifiée mais doit être néanmoins contrôlée par un échantillonnage adapté (Kennedy *et al.*, 1986).
  - L'hypothèse (b) doit être impérativement remise en question: la composition de l'eau de pluie évolue fortement au cours du temps, (Dansgaard, 1964; Jouzel, 1986; McDonnell *et al.*, 1990; Kendall & McDonnell, 1993).
  - L'hypothèse (c) n'est pas toujours vérifiée: la composition isotopique de la fraction d'eau qui alimente la crue, issue de la nappe souterraine, peut être affectée par la recharge en provenance du sol au cours de l'averse. Cependant, cet exemple n'a été que rarement observé dans la littérature (Hooper & Shoemaker, 1986). Par contre, la composition isotopique de l'eau du sol (zones temporairement saturées et/ou non saturées) est largement modifiée du fait de l'infiltration de pluies de compositions isotopiques variées.
  - L'hypothèse (d) est généralement justifiée, dans la mesure où l'aquifère qui soutient le débit de base de la rivière n'offre pas de discontinuité géochimique. Mais elle ne l'est plus, lorsqu'il existe en période de crue, une autre contribution en provenance des zones temporairement saturées du sol à signatures isotopiques différentes.

L'analyse de l'hydrogramme de crue à partir de cette approche temporelle, c'est-à-dire en considérant « l'âge » de l'eau (« ancienne » et « nouvelle »), permet généralement de mettre en évidence une forte contribution d'eaux antérieures à la pluie. Dans ce cas, la part du ruissellement n'excède pas quelques % du volume écoulé à l'exutoire (Crouzet *et al.*, 1970).

## PROTOCOLE EXPERIMENTAL

Au cours de deux crues, prélevées le 24 mai 1992 et 15 mai 1993, nous avons simultanément prélevé:

- (a) l'eau à l'exutoire du bassin, suivant un pas de temps variable (5-15 min);
- (b) la pluie, avec un pas de temps variable imposé par l'intensité des précipitations, dans les 31 pluviomètres du bassin (sous forêt) et dans un pluviomètre en clairière à l'exutoire du bassin; et
- (c) l'eau des drains installés dans les fosses pédologiques B I (située dans la zone en aval du bassin et dans la partie inférieure du versant) et B IV (située dans la zone supérieure du bassin et dans la partie élevée du versant) à des pas de temps variables (de l'ordre de 30 min). La fosse B I permet de caractériser la signature géochimique des eaux issues du drainage superficiel du sol tandis que la fosse B IV permet de déterminer la signature géochimique de l'eau issue des couches plus profondes.

Un relevé des mesures tensiométriques est effectué tout au long de la crue (pas de temps de 15-60 min).

La veille de la crue, des échantillons de sol ont été prélevés à proximité des stations tensiométriques de façon à pouvoir caractériser un état isotopique initial de l'eau dans le sol.

## RESULTATS ET DISCUSSIONS

### La composition isotopique des précipitations

Lors des épisodes de précipitation, la fraction liquide formée est enrichie en isotopes lourds par rapport à la fraction gazeuse résiduelle au sein du nuage. Les évolutions des compositions isotopiques de la phase gazeuse et de la phase liquide résultante peuvent être interprétées de façon très schématique à travers le modèle de la distillation de Rayleigh (Fig. 2, Dansgaard, 1964).

A un instant donné, la composition isotopique de la fraction liquide initiale ( $\delta_p^0$ ), qui quitte la base du nuage, est en équilibre thermodynamique avec celle de la vapeur originelle ( $\delta_v^0$ ) qui a donné naissance à ce liquide. Le départ de gouttes de pluie (enrichies en isotopes lourds) impose un appauvrissement isotopique à la vapeur résiduelle dans le cas où le nuage n'est pas réalimenté par de la vapeur atmosphérique environnante (« effet de réservoir »). A un nouvel épisode de condensation, correspond une précipitation, dont la composition isotopique ( $\delta_p^1$ ) est en équilibre avec celle de la vapeur ( $\delta_v^1$ ). Cette nouvelle précipitation présente donc une teneur en isotopes lourds inférieure à celle de la première précipitation ( $\delta_p^1 < \delta_p^0$ ). Ce processus se renouvelle au fur et à mesure que les précipitations se développent. Dans l'exemple évoqué Fig. 2, il a été supposé que la

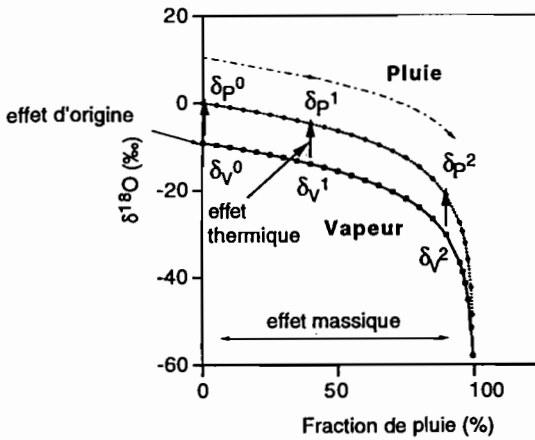


Fig. 2 Evolution théorique (modèle de Rayleigh) de la composition isotopique de la pluie et de la vapeur d'eau au sein du nuage par rapport à la quantité d'eau précipitée au sol.

température de condensation était toujours la même dans le nuage: ceci explique l'écart constant observé entre la teneur isotopique de la vapeur résiduelle et celle de la fraction liquide précipitée.

La vidange du réservoir de vapeur atmosphérique se traduit donc par une diminution progressive de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique d'origine océanique et de la pluie issue des différents épisodes de condensation.

Différents effets isotopiques peuvent être mis en évidence:

- « Effet d'origine »: la composition isotopique de la vapeur d'eau initiale ( $\delta_v^0$ ) est imposée par l'origine de la masse d'air. Des masses d'air formées sur l'océan Atlantique n'ont pas les mêmes compositions isotopiques que les masses d'air formées à partir des aires océaniques polaires.
- « Effet thermique »: le processus de condensation dans les nuages fait, entre autres, appel aux différences de pression de vapeur saturante, et donc à la température. L'écart qui sépare la composition isotopique de la vapeur de celle de la pluie, va donc également être contrôlé par la température.

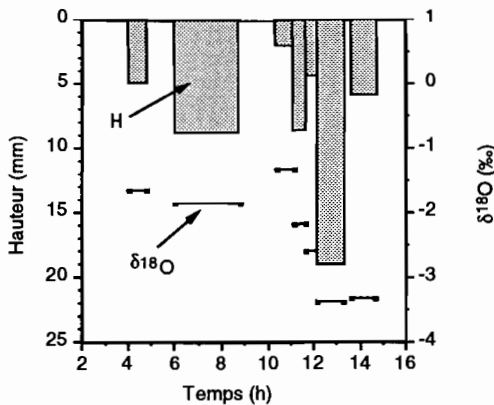


Fig. 3 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie et de la lame d'eau précipitée dans les pluviomètres (31) installés en forêt primaire le 24 mai 1992.

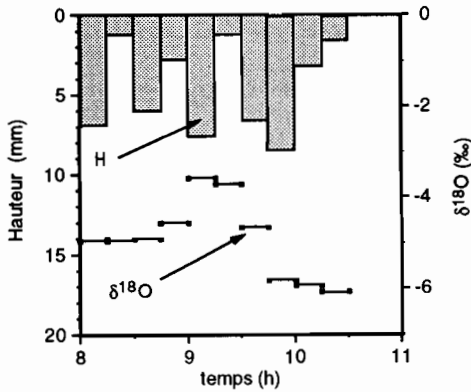


Fig. 4 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la pluie et de la lame d'eau précipitée prélevée dans les pluviomètres (31) installés en forêt primaire le 15 mai 1993.

– « Effet massique »: l'appauvrissement de la composition isotopique des deux phases est contrôlé par la quantité de pluie précipitée.

Les résultats présentés Figs 3 et 4 montrent une évolution temporelle différente de la composition isotopique des précipitations prélevées le 24 mai 1992 et le 15 mai 1993.

L'analyse de l'effet de masse dans les précipitations, à travers le calcul de la composition isotopique intégrée des précipitations ( $\delta$ ) amène à des différences importantes (Figs 5 et 6).

Cette composition est calculée à partir de la teneur en isotopes lourds ( $\delta_i$ ) des épisodes successifs pondérée par la hauteur d'eau ( $H_i$ ) recueillie dans les pluviomètres (McDonnell *et al.*, 1990). L'effet de masse est bien mis en évidence le 24 mai 1992 et est inexistant le 15 mai 1993. Ces différences sont à mettre en relation avec le type de précipitations (frontales le 24 mai 1992 et convectives le 15 mai 1993). En effet, Gedzelmann & Arnold (1994) montrent que l'évolution temporelle de la signature isotopique des précipitations frontales (fronts chaud et froid à signatures isotopiques

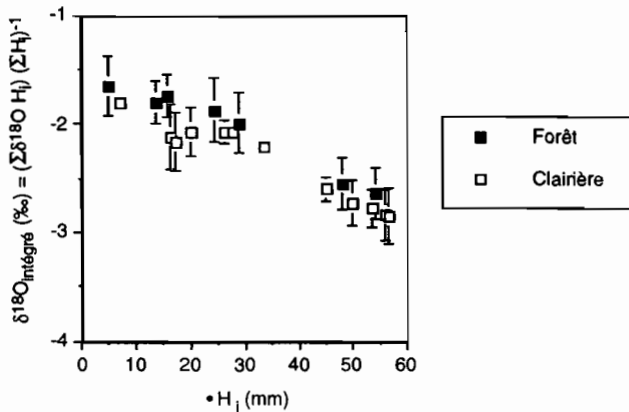
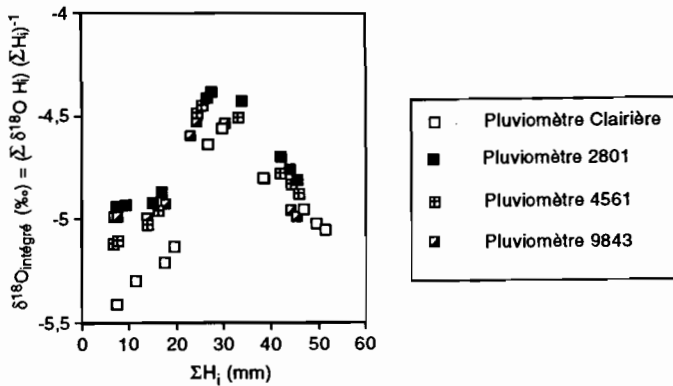


Fig. 5 Evolution de la teneur moyenne en oxygène 18 intégrée de la pluie pondérée par la hauteur de pluie cumulée prélevée dans les pluviomètres (31) installés sous forêt et en clairière (exutoire du bassin versant "B") le 24 mai 1992.



**Fig. 6** Evolution de la teneur en oxygène 18 intégrée de la pluie pondérée par la hauteur de pluie cumulée prélevée dans trois pluviomètres installés sous forêt (pluviomètres 2801, 4561 et 9843) et en clairière (exutoire du bassin versant "B") le 15 mai 1993.

grossièrement opposées) est à associer à la variation de température de condensation qui accompagne le front ainsi qu'à l'effet de vidange du nuage (effet de masse). L'évolution temporelle de la signature isotopique des précipitations convectives résulte essentiellement de la structure dynamique des cellules de convection qui détermine l'origine de la masse d'air et l'altitude de condensation, de la trajectoire suivie par les gouttes de pluie après condensation (échanges isotopiques avec la vapeur qui en résultent) et des processus qui affectent le précipitat (possibilité de reprise par évaporation dans l'atmosphère au cours de la chute des gouttes de pluie). Ceci permet d'expliquer l'absence d'effet de masse dans ce type de précipitations.

Le 24 mai 1992, la lame d'eau précipitée est respectivement de 53,8 mm sous forêt et de 56,8 mm hors forêt. La différence entre ces deux valeurs représente une perte de 5,3% due à l'interception de la pluie par la canopée. Cette valeur reste très en deçà de la valeur moyenne annuelle de 15% retenue pour ce site par Roche (1982), d'après les études menées sur le bassin Grégoire (Guyane Française).

La teneur en oxygène 18 (pondérée ou non) de la pluie varie faiblement dans l'espace (Fig. 5). Les 31 pluviomètres sont répartis aléatoirement sur une centaine de mètres le long d'une ligne parallèle au thalweg afin de pouvoir étudier l'éventualité d'une organisation, à l'échelle décimétrique, de la pluie recueillie au sol. Les variogrammes ainsi déterminés sur les hauteurs de pluie restent de type aléatoire pur avec un effet de pépite important. Le processus de précipitation sous canopée doit donc être considéré comme un phénomène discontinu, sans organisation spatiale. Les variogrammes relatifs à la composition isotopique de la pluie sous canopée ne démontrent pas l'existence d'une structure spatiale et confirment donc l'indépendance des postes pluviométriques.

### La composition isotopique de la crue

**Variabilité temporelle de la composition isotopique de la crue** La composition isotopique de l'eau prélevée à l'exutoire du bassin versant tend vers celle de la pluie en l'atteignant très rarement (Figs 7 et 8).



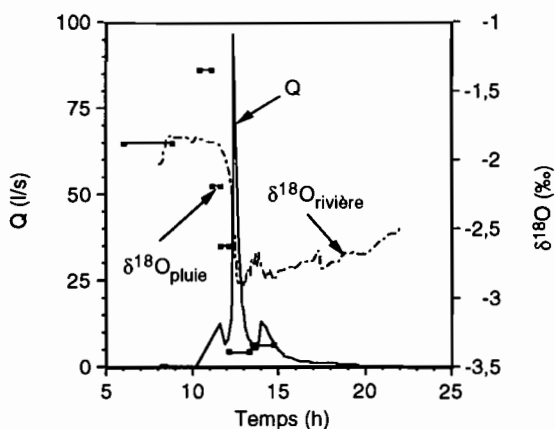


Fig. 7 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la rivière et de la pluie sur le bassin versant "B" en forêt primaire (24 mai 1992). L'hydrogramme de crue est également représenté.

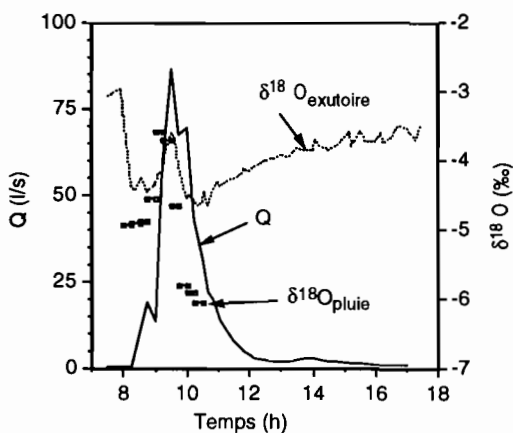
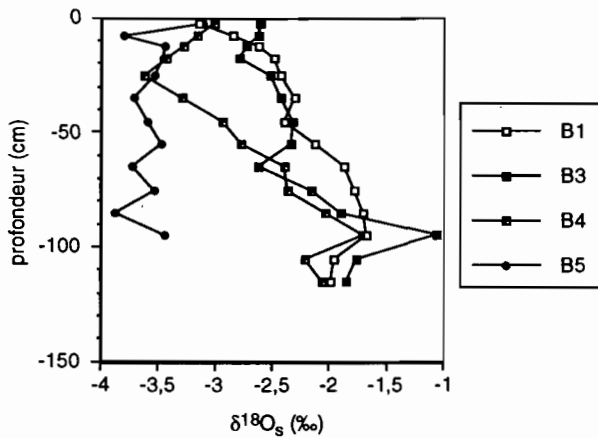


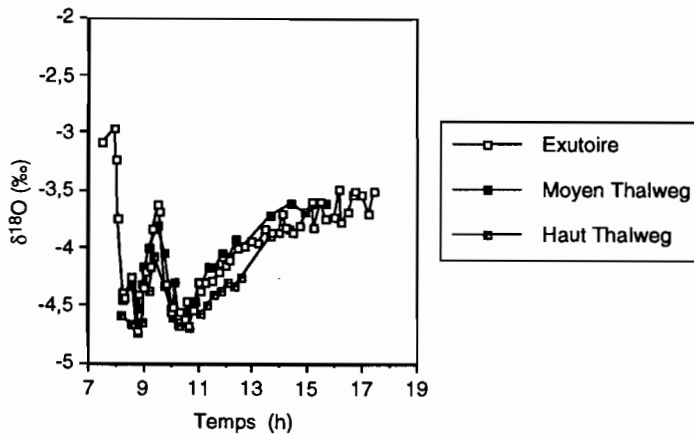
Fig. 8 Evolution temporelle de la teneur en oxygène 18 de la rivière et de la pluie sur le bassin versant "B" en forêt primaire (15 mai 1993). L'hydrogramme de crue est également représenté.

Ceci pourrait être attribué à:

- (a) Une variabilité spatiale de la composition isotopique de la pluie à l'échelle du bassin versant dans le cas où l'on suppose que le thalweg n'est alimenté que par de l'eau de pluie ou par du ruissellement superficiel qui conserve la signature isotopique de l'eau de pluie. Ceci remettrait en cause la représentativité du dispositif pluviométrique et de la signature isotopique de la pluie ainsi déterminée.
- (b) Un mélange entre l'eau de l'événement pluvieux et une eau du sol antérieure à cet événement, de composition isotopique différente. Il est à noter que l'amplitude de la variabilité temporelle de la signature isotopique de la pluie est du même ordre de grandeur que celle de la variabilité spatiale (profil vertical) de la signature isotopique initiale de l'eau dans le sol (Fig. 9).



**Fig. 9** Profil initial des teneurs en oxygène 18 de l'eau dans le sol de différentes stations du bassin versant "B" en forêt primaire (23 mai 1992). B1 est situé dans la zone aval du bassin à proximité du thalweg, B3, à mi-versant et mi-bassin, B4 dans la partie supérieure du bassin et du versant, B5, dans la zone amont du bassin.



**Fig. 10** Profil longitudinal de la teneur en oxygène 18 analysée le long du thalweg (exutoire, mi-pente et tête du thalweg) du bassin versant "B" en forêt primaire (15 mai 1993).

Une expérimentation réalisée le 15 mai 1993 met en évidence la quasi-absence d'évolution spatiale de la composition isotopique de l'eau entre trois stations de prélèvement installées le long du thalweg (tête, mi-pente et exutoire) à un instant donné (Fig. 10). L'hypothèse (a) est donc à rejeter: seules les évolutions temporelles des signatures isotopiques de l'eau de pluie et des zones temporairement saturées du sol provoquent l'évolution de la signature de l'eau du ruisseau. Cela démontre également que 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.

**Droite des eaux météoriques et droites d'évaporation**

La droite des eaux météoriques caractérise l'ensemble des précipitations qui ont échappé à une reprise par l'évaporation au cours de leur chute dans l'atmosphère. Lors des épisodes de condensation, la teneur en oxygène 18 est liée à celle du deutérium, à l'échelle mondiale, par la relation empirique suivante (Yurtsever & Gat, 1981):

$$\delta^2\text{H} = (8,17 \pm 0,08) \delta^{18}\text{O} + (10,6 \pm 0,6) \tag{3}$$

avec  $n = 153$  et  $r = 0,99$ , relation significative au seuil de 1 %.

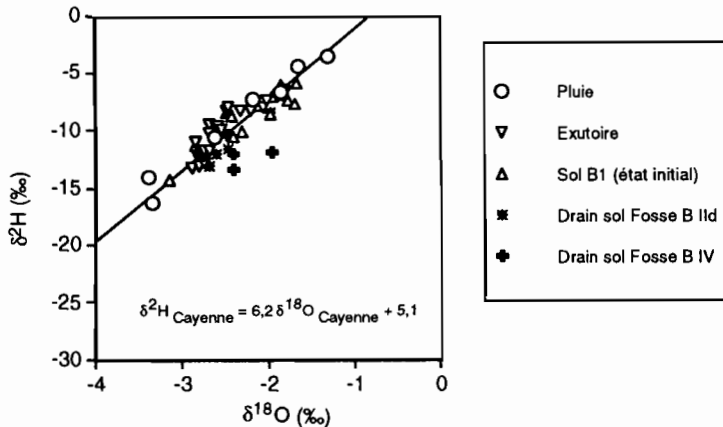
Les valeurs de la pente et de l'ordonnée à l'origine de cette droite ne dépendent que du déficit de pression de vapeur qui gouverne l'évaporation de l'océan (Merlivat & Jouzel, 1979; Jouzel, 1986).

Les lois qui régissent l'évaporation produisent un effet identique sur les deux isotopes stables de la molécule d'eau. Cet effet tend à enrichir en oxygène 18 et en deutérium l'eau d'un réservoir quelconque (eau libre, sol, feuille ...). De nombreuses études (Craig, 1961; Craig & Gordon, 1965; Yurtsever & Gat, 1981) montrent que les points qui représentent l'évolution de la composition isotopique d'une eau soumise à l'évaporation sont tous situés sous la droite des eaux météoriques dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ .

Lors de l'expérimentation réalisée le 24 mai 1992, l'ensemble des compositions isotopiques de l'eau des échantillons (pluie, thalweg, eau initialement présente dans le sol, eau gravitaire) se répartit suivant une droite locale des eaux météoriques (Fig. 11) établie à Cayenne par l'Agence Internationale de l'Energie Atomique (Vienne, Autriche).

$$\delta^2\text{H} = (6,2 \pm 0,3)\delta^{18}\text{O} + (5,1 \pm 0,9) \tag{4}$$

La réévaporation d'une partie de la pluie interceptée par le couvert végétal n'entraîne pas de modification importante de la composition isotopique de l'eau résiduelle sur les feuilles dans la mesure où en fin d'averse, la fraction de pluie interceptée



**Fig. 11** Dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ , représentation de la droite locale des eaux météoriques et des échantillons prélevés à l'exutoire pendant la crue et dans les drains des fosses pédologiques (B I et B IV) du bassin versant "B". L'état initial isotopique du sol (carottage B1) est également représenté.

s'évapore dans une atmosphère à humidité relative élevée (supérieure systématiquement à 90%). Ce processus modifie très faiblement la composition isotopique de l'eau restant sur les feuilles, ce qui confirme l'hypothèse de Gat & Tzur (1967).

Il n'existe donc pas de droite d'évaporation dans ce diagramme. Ceci démontre que la pluie qui génère la crue ne fait que s'infiltrer et déplacer, dans le sol, des eaux issues de pluies provenant d'événement plus anciens et qui n'ont pas été reprises ultérieurement par l'évaporation dans le sol. L'absence d'évaporation de l'eau dans le sol entraîne celle de droites de mélange (de type eau condensée-eau évaporée) entre les différents pôles (pluie et sol) qui alimentent la crue.

La non évaporation de l'eau dans le sol, liée à l'indice foliaire élevé des couverts végétaux et au faible déficit de pression de vapeur d'eau atmosphérique, est également confirmée par des mesures bioclimatiques réalisées en saison sèche (Fig. 12). Le flux de transpiration de la canopée a été calculé à partir de la méthode de mesure du flux de sève (Granier, 1985). Les valeurs obtenues (Fig. 12) correspondent à une transpiration de la canopée de  $2,6 \text{ mm jour}^{-1}$ . Dans le cas du sous-bois, les flux de chaleur sensible et de vapeur d'eau ont été mesurés à la hauteur de 6,0 m par la méthode des covariances turbulentes (fréquence d'échantillonnage de 10 Hz). En milieu de journée, le rayonnement net culmine à la valeur de  $30 \text{ W m}^{-2}$  avec sensiblement  $10 \text{ W m}^{-2}$  pour les flux de chaleur sensible et de chaleur latente. Ces valeurs correspondent à une transpiration totale du sous-bois de moins de  $0,2 \text{ mm jour}^{-1}$  (Fig. 12), d'où une absence de possibilité d'évaporation de l'eau dans le sol.

### La composition isotopique initiale de l'eau dans le sol

Les différents profils isotopiques réalisés dans les parties élevée et moyenne du bassin versant (sites B3 et B4) présentent une évolution similaire avec un gradient négatif des teneurs en oxygène 18 entre  $-0,3 \text{ m}$  et la surface du sol (Fig. 9). Le gradient devient positif ensuite jusqu'à  $-1,0 \text{ m}$ , puis s'inverse à nouveau. Le profil B1 (partie basse du versant) est plus régulier et montre un léger enrichissement avec la profondeur jusqu'à  $-1,0 \text{ m}$ , profondeur où le gradient isotopique devient négatif.

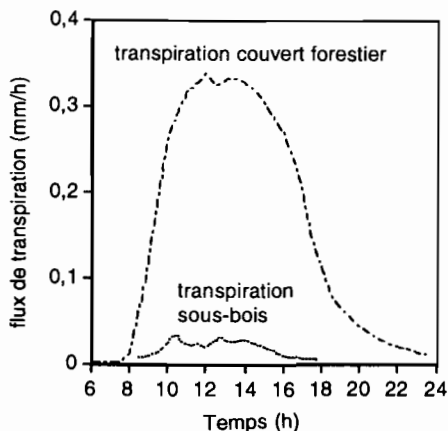


Fig. 12 Evolution comparée des flux de transpiration mesurés au niveau du couvert forestier et du sous-bois (7 octobre 1992, saison sèche).

L'absorption racinaire et les remontées capillaires ne provoquent pas de fractionnement isotopique (Zimmermann *et al.*, 1967; Bariac, 1988). En l'absence d'évaporation, ces profils isotopiques permettent de caractériser une succession de précipitations infiltrées dans le sol. Les compositions isotopiques de ces précipitations sont différentes et plus ou moins réhomogénéisées par le processus de transfert de l'eau dans le sol (infiltration rapide de l'eau dans les horizons supérieurs, infiltration plus lente dans les horizons profonds).

Par contre, le profil réalisé dans la partie la plus en amont de ce bassin présente une bonne homogénéisation des teneurs en oxygène 18 probablement liée à sa situation dans une zone de sol à drainage vertical libre.

### Evolution des potentiels matriciels de l'eau dans le sol

Nous avons suivi l'évolution du potentiel matriciel de l'eau du sol pendant toute la crue grâce à des tensiomètres installés à différentes profondeurs le long du versant gauche du bassin. Rappelons que la saturation en eau d'un sol se traduit par un potentiel matriciel qui tend vers zéro.

Les trois stations retenues sur le bassin versant présentent un comportement hydrodynamique différent au cours de l'averse (Fig. 13).

Le sol réagit très superficiellement à l'averse (Fig. 13(a)) dans le cas de la station la plus proche du thalweg (B1). En effet, seuls les horizons supérieurs du sol (de 0 à -0,4 m) approchent ou atteignent la saturation en eau, lorsque le pic principal de crue est enregistré (12.35 h). Puis, les potentiels hydriques de ces horizons restent constants. Entre -0,50 m et -0,80 m, les variations de potentiel restent faibles. Au-delà de -1,0 m, les variations de potentiel sont inexistantes.

Avec un profil pédologique pourtant comparable, la station B3 réagit très différemment (Fig. 13(b)). Dans un premier temps (06.00-11.00 h), le potentiel hydrique varie peu, quel que soit l'horizon. Seul l'horizon -0,15 m est alors saturé en eau. Entre 11.00 h (couches superficielles) et 13.00 h (couches profondes), les potentiels hydriques augmentent fortement, à l'exception de ceux des horizons les plus profonds (-2,00 m). Ces potentiels se stabilisent entre 13.00 et 16.00 h, puis décroissent lentement au-delà de 18.00 h. Au pic de crue (12.35 h), la saturation dans le sol est atteinte jusqu'à -1,40 m: l'infiltration atteint donc rapidement les couches profondes.

Dès 08.00 h, le sol de la station B4 est saturé en eau jusqu'à -0,40 m (Fig. 13(c)). Puis, par la suite, le potentiel hydrique des horizons superficiels augmente très faiblement. Par contre, le potentiel des horizons intermédiaires (de -0,60m à -1,00m) n'augmente qu'à partir de 12.00 h. Ces horizons se saturent en eau vers 17.00 h. Entre -1,00 et -2,00 m, les variations de potentiel sont progressivement atténuées et la saturation n'est jamais atteinte.

Les propriétés hydrodynamiques [relations potentiel matriciel de l'eau ( $h$ ) – humidité volumique ( $\theta$ ) et conductivité hydraulique ( $K$ ) – l'humidité volumique ( $\theta$ )] du sol peuvent être décrites à partir de l'expression analytique développée par Van Genuchten (1980) dans le cas des relations entre le potentiel matriciel ( $h$ ) ou la conductivité hydraulique ( $K$ ) et l'humidité volumique ( $\theta$ ) du sol.

La relation potentiel matriciel-humidité volumique a tout d'abord été ajustée à partir de la relation (5) proposée par Van Genuchten (1980):

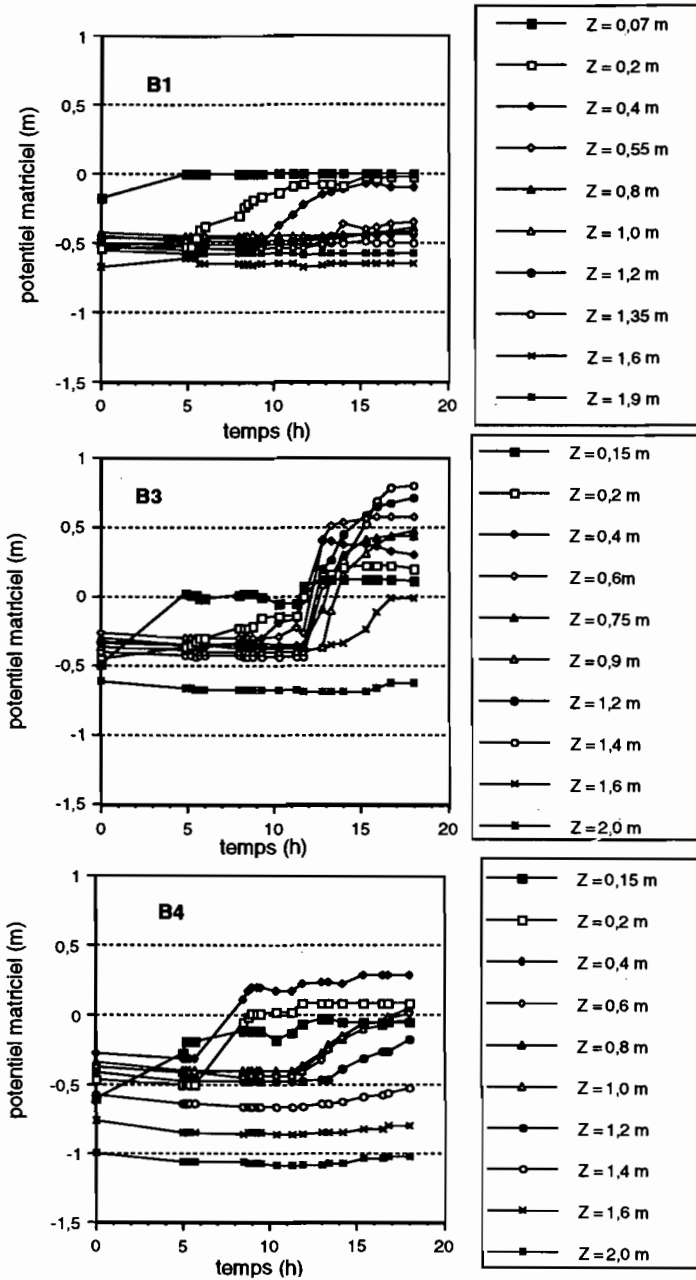


Fig. 13 Evolution spatio-temporelle du potentiel matriciel mesuré aux stations B1, B3 B4 lors de la crue du 24 mai 1992.

$$S = \left[ \frac{1}{1 + (\alpha h)^n} \right]^m \tag{5}$$

où  $\alpha$  et  $n$  sont des paramètres à ajuster (avec  $m = 1 - n^{-1}$ ) et  $S$  est le taux de saturation calculé à partir de l'équation (6):

$$S = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \tag{6}$$

où  $\theta$  est l'humidité du sol ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ),  $\theta_r$ , l'humidité résiduelle du sol ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ) et  $\theta_s$ , l'humidité à saturation du sol ( $\text{m}^3 \text{m}^{-3}$ ).

La relation conductivité hydraulique – humidité volumique a été ajustée à partir de la relation (7) proposée par Van Genuchten (1980) d'après l'équation de base de Mualem (1976):

$$K = K_{sat} S^{1/2} [1 - (1 - S^{1/m})^m]^2 \tag{7}$$

où  $K$  est la conductivité hydraulique ( $\text{m s}^{-1}$ ) et  $K_{sat}$ , la conductivité hydraulique à saturation ( $\text{m s}^{-1}$ ).

Malgré une grande variabilité des propriétés hydrodynamiques des sols, l'application de ce modèle montre que:

- Il existe une réduction de 1 à 2 puissances de 10 dans les ordres de grandeur de conductivité hydraulique entre les horizons situés près de la surface et les horizons plus profonds. L'existence de « barrière semi-imperméable » semble donc confirmée.
- Le drainage à la base des profils est négligeable (inférieur à 1 mm).
- La recharge hydrique du profil étant de 10 à 20 mm selon les sites, le reste de la pluie est disponible pour le ruissellement superficiel ou l'écoulement hypodermique.

En conclusion, le sol du bassin versant peut être décrit comme étant la superposition de trois horizons:

- un horizon à écoulement rapide;
- un horizon intermédiaire moins conducteur (au-dessus du niveau argileux rouge); et
- un horizon profond imperméable (en-dessous du niveau argileux rouge).

Afin de pouvoir quantifier la participation de ces trois réservoirs au débit de la rivière en période de crue, il nous faudra donc utiliser deux équations de conservation de traceurs en association avec l'équation de conservation de masse de l'eau.

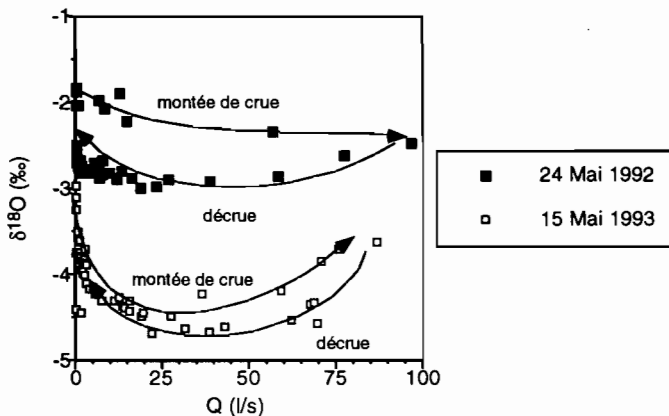


Fig. 14 Mise en évidence d'une relation d'hystérésis entre la teneur en oxygène 18 de l'eau de la crue et le débit du ruisseau des bassins versants "A" et "B" (24 mai 1992 et 15 mai 1993).

## Composition isotopique de l'eau du thalweg et débit de la rivière

La compartimentation de l'eau au sein du bassin versant influence l'évolution isotopique de la crue (Herrmann & Stichler, 1980). Cette compartimentation peut être abordée à travers la relation établie entre la teneur en isotopes lourds de l'eau du ruisseau et le débit de ce ruisseau. Cette relation peut présenter un effet d'hystérésis, attribué par Sklash & Farvolder (1979) à un mélange à trois pôles, à compositions isotopiques stables (pluie, nappes, sol), mais à contributions temporelles variables à la crue. Les expérimentations réalisées en mai 1992 et mai 1993 confirment l'existence de cette relation d'hystérésis (Fig. 14). Cependant, cette relation d'hystérésis peut également être engendrée par l'évolution isotopique de la pluie au cours du temps dans le cas d'un simple modèle de mélange à deux pôles.

## Relation entre les traceurs isotopiques et hydrochimiques

L'analyse du couple traceur chimique – traceur isotopique doit permettre d'identifier les différents sous-réservoirs qui participent à la crue (Maulé & Stein, 1990).

La géochimie isotopique de l'eau permet de distinguer les eaux nouvelles des eaux anciennes dans le cas d'une spécificité des teneurs en isotopes lourds de l'eau des différents réservoirs. Elle permet également de caractériser des eaux dans le sol qui subissent un mélange (eaux anciennes qui subissent une « contamination » par des eaux nouvelles lors de l'infiltration de la pluie dans le sol) et dont la composition isotopique est donc intermédiaire entre celles des eaux actuelles et anciennes.

A partir d'un diagramme géochimique (Maulé & Stein, 1990), différents sous-réservoirs peuvent être ainsi distingués:

- (a) Les eaux récentes *sensu stricto*, situées au-dessus de l'interface sol-atmosphère (pluie directe, ruissellement superficiel), dont la composition isotopique est imposée par la pluie et qui ne sont pas ou peu marquées par un traceur chimique. Cependant, en dehors des parois du thalweg, aucun ruissellement superficiel n'est observé sur les bassins étudiés.
- (b) Les eaux récentes *sensu lato* (écoulement hypodermique), situées sous l'interface sol-atmosphère, qui présentent la composition isotopique de la précipitation et qui sont marquées par un traceur chimique (échanges géochimiques avec la litière et les premiers horizons minéraux). En raison d'un mélange limité entre la pluie infiltrée et l'eau antérieure présente dans les couches superficielles du sol, nous pouvons considérer que ces eaux circulent rapidement dans les zones temporairement saturées du sol.
- (c) Les eaux de mélange (« eaux intermédiaires »), qui présentent une composition isotopique intermédiaire entre celle de la pluie et celle des eaux profondes, sont marquées par un traceur chimique. Du fait des mélanges d'eaux entre la pluie et l'eau antérieure du sol, on peut supposer que ces eaux circulent plus lentement dans le sol.
- (d) Les eaux anciennes *sensu stricto*, qui présentent la composition isotopique de la zone saturée (« eaux anciennes ») et qui sont marquées par un traceur chimique.

Il s'agit donc de trouver des traceurs chimiques permettant de caractériser les différents réservoirs. D'une façon générale, les éléments géochimiques du sol peuvent



être divisés en deux groupes, que ces traceurs soient conservatifs ou non (Hirata & Muraoka, 1993): ceux (sodium, chlorure ...), qui ne sont généralement pas essentiels au développement des végétaux, dont la concentration s'accroît avec la profondeur et ceux (nitrate, potassium, calcium ...), qui le sont, et ont tendance à se concentrer à la surface du sol.

Ces observations générales sont évidemment à adapter à la nature minéralogique des sols étudiés, à l'influence du climat local sur l'altération du sol et à la nature de la végétation recouvrant le bassin. Dans le cas du bassin versant étudié, nous pouvons constater que (Grimaldi, 1988):

- Il n'existe pas de contamination en chlorure ou en sodium de la solution de sol lors de l'altération des minéraux, ces derniers n'en contenant pas. Ces éléments sont nécessairement apportés par les pluies. Ces ions sont très peu absorbés par la végétation (notamment Cl<sup>-</sup>) et vont donc se concentrer dans les eaux profondes (anciennes).
- Le potassium et le calcium sont faiblement apportés par le sol (dissolution très lente de la muscovite). Ils sont également libérés lors de la décomposition de la litière ou du lessivage de la canopée, mais très rapidement absorbés par la végétation (surtout K<sup>+</sup>). Le potassium et le calcium vont donc se trouver essentiellement dans les eaux superficielles (récentes).

Ainsi, sur ces bassins, les eaux superficielles seront caractérisées par des concentrations élevées en potassium et très faibles en chlorure. Un phénomène inverse caractérisera les eaux profondes.

Le diagramme « traceur chimique profond (Cl<sup>-</sup>) – traceur isotopique » démontre l'existence d'une relation d'hystérésis entre ces deux familles de traceurs (Fig. 15, cas du 24 mai 1992):

- la branche descendante de cette relation (montée de crue) est imposée par l'appauvrissement isotopique lié à la chute de ce signal dans les précipitations et à l'arrivée d'eau en provenance des couches superficielles du sol peu marquées en chlorure;

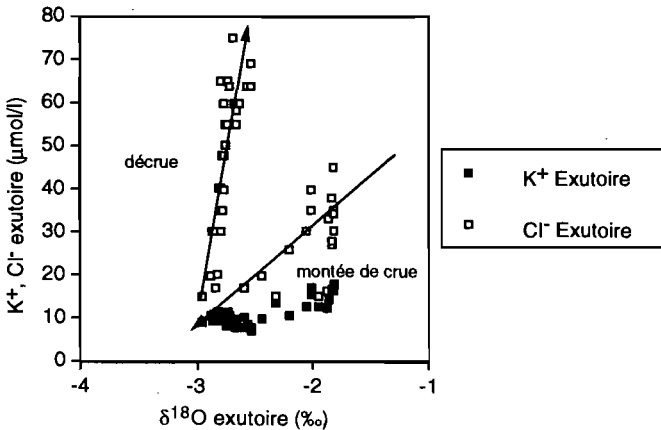


Fig. 15 Evolution de la concentration en chlorure et en potassium par rapport à la teneur en oxygène 18 de la crue prélevée à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (24 mai 1992).

- la branche ascendante (décrue et tarissement) est créée par l'arrêt de la pluie et l'arrivée à l'exutoire d'eaux profondes concentrées en  $\text{Cl}^-$  et plus enrichies en isotopes lourds.

Cette hystérésis disparaît dans le cas du diagramme « traceur chimique de surface ( $\text{K}^+$ ) – traceur isotopique » (Fig. 15): la relation observée est essentiellement imposée par l'appauvrissement isotopique lié à la chute de ce signal dans les précipitations. A l'exutoire, l'arrivée d'eaux profondes peu concentrées en potassium, ne modifie plus cette relation.

Le couplage géochimie-hydrodynamique permet donc de déterminer le nombre et la nature des réservoirs impliqués dans la génération de la crue.

Ainsi la crue du 24 mai 1992 est générée par trois compartiments différents du sol:

- écoulement hypodermique;
- écoulement dans les zones intermédiaires du sol, au-dessus du niveau d'argile rouge (zone de mélange); et
- écoulement des zones profondes du sol.

La participation de ces réservoirs à la crue va varier au cours du temps (Fig. 16).

En début de crue, nous avons pris en compte un mélange réalisé entre (a) les teneurs moyennes initiales en oxygène 18 de l'eau dans le sol (eau de mélange) et (b) l'eau de l'écoulement hypodermique marquée par les teneurs moyennes en oxygène 18 des précipitations. En effet, l'analyse tensiométrique met en évidence l'existence d'une saturation de ces horizons dès le début de la crue, les couches les plus profondes n'étant pas encore saturées. La participation de l'écoulement hypodermique est nettement prépondérante dans cette première partie de crue.

Puis, l'analyse tensiométrique révélant une saturation de l'ensemble du profil, un mélange à trois réservoirs succède au mélange à deux réservoirs:

- écoulement hypodermique caractérisé par les teneurs en oxygène 18 et en chlorure de la pluie;
- eau de la zone de mélange caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse pédologique B I; et
- écoulement des zones profondes du sol dont l'eau est caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse

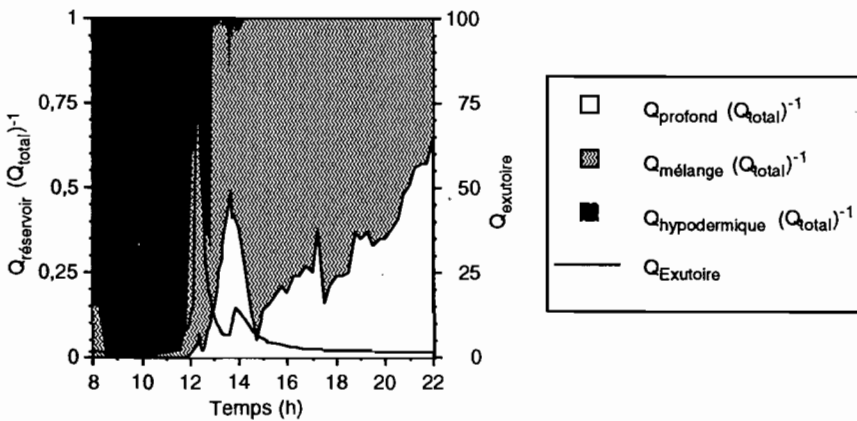


Fig. 16 Hydrogramme global de crue et sous-hydrogrammes géochimiques de participation des différentes couches du sol (bassin versant "B", 24 mai 1992).

pédologique B IV. C'est pendant cette deuxième partie de la crue que se produit le pic de crue. La contribution de l'écoulement hypodermique diminue, essentiellement au profit de l'écoulement des zones intermédiaires du sol qui devient prépondérant lors du pic de crue. L'écoulement des zones profondes du sol reste très faible.

A l'arrêt de la pluie, on revient à un mélange à deux réservoirs:

- (a) eau de la zone de mélange caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse pédologique B I; et
- (b) écoulement des zones profondes du sol dont l'eau est caractérisée par la composition isotopique et la concentration en chlorure des drains installés au sein de la fosse pédologique B IV. La participation de l'écoulement des zones intermédiaires du sol reste importante mais diminue régulièrement au profit de celle des zones profondes.

Le 15 mai 1993, l'humidité initiale du sol est supérieure à celle du 24 mai 1992. La quantité de pluie précipitée est également plus importante. Malgré ces différences, les études tensiométriques et géochimiques montrent que le nombre et la nature des réservoirs impliqués dans la génération des débits de crue restent les mêmes. Nous avons donc décomposé la crue en trois périodes identiques à celle du 24 mai 1992 (Fig. 17). On constate des différences avec la crue du 24 mai 1992. La participation de l'écoulement hypodermique en début de crue (première période) diminue au profit de celle des zones intermédiaires du sol. La contribution des zones profondes du sol est rapidement importante, dès la deuxième période de la crue. Elle est prépondérante pendant la décrue (troisième période).

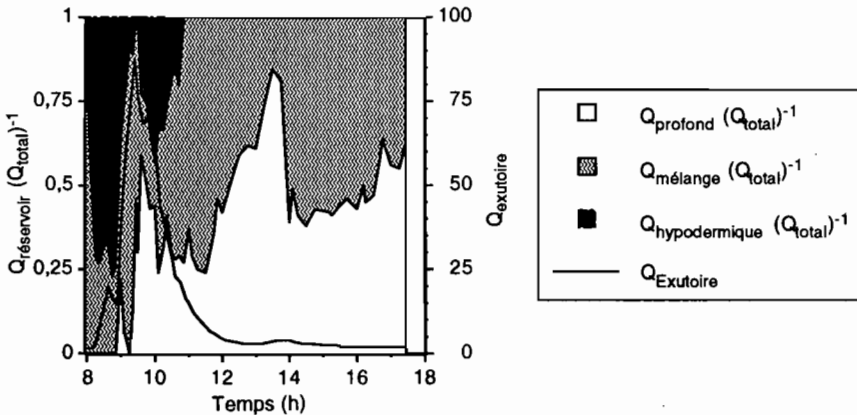


Fig. 17 Hydrogramme global de crue et sous-hydrogrammes géochimiques de participation des différentes couches du sol (bassin versant "B", 15 mai 1993).

## CONCLUSION

Cette étude a mis en évidence l'intérêt de l'utilisation conjointe des informations chimiques, isotopiques et tensiométriques pour la décomposition des hydrogrammes de crue.

L'analyse des crues par la méthodologie isotopique démontre l'existence à l'exutoire, d'un mélange d'eaux issues de la pluie et des différentes couches de sol.

Cependant, l'outil isotopique seul, est insuffisant pour apprécier la profondeur de l'eau mobilisée dans le sol. En effet, sur le bassin étudié, la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie est très semblable à la variabilité spatiale verticale du signal isotopique de l'eau dans le sol.

Le bassin ne subit pas d'évaporation: la signature isotopique de l'eau issue du sol pendant les crues est imposée par les successions de pluies infiltrées au cours d'épisodes antérieurs.

Les teneurs en  $^{18}\text{O}$  et en  $^2\text{H}$  des pluies évoluent fortement dans le temps, mais peu dans l'espace, en raison de la faible superficie du bassin versant étudié. Cette variabilité temporelle impose de ne pas utiliser une teneur isotopique moyenne lors du calcul de la contribution du pôle « eau nouvelle » à l'exutoire du bassin versant. La composition isotopique des pluvioloessivats demeure sur la droite des eaux météoriques dans un diagramme  $\delta^{18}\text{O}-\delta^2\text{H}$ : ceci démontre que cette pluie échappe à une reprise par évaporation lors de son transfert à travers la canopée.

L'utilisation de traceurs chimiques et de la quantité d'eau susceptible d'être mobilisée dans le sol par drainage latéral est donc nécessaire à la caractérisation de l'eau du réservoir sol. Ainsi, l'utilisation combinée des informations chimiques et isotopiques rend possible l'identification et la quantification de la participation des différents réservoirs d'eau à l'écoulement de crue. Il nous a été alors possible de séparer les hydrogrammes de crue en ses composantes simples (écoulement hypodermique, eaux de mélange et eaux profondes).

Les deux expériences réalisées en 1992 et en 1993 montrent un comportement général similaire du bassin versant forestier lors d'épisodes de crue. Cependant, en fonction de l'état hydrique du sol et des caractéristiques de la pluie, la participation respective des trois réservoirs au débit de crue évolue.

## REFERENCES

- Bariac, T. (1988) Les isotopes stables ( $^{18}\text{O}$ ,  $^2\text{H}$ ) de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère: conséquence pour la vapeur d'eau atmosphérique. Thèse Doct. Etat, Univ. P. et M. Curie, Paris, France.
- Boulet, R. (1990) Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ECEREX. Hypothèses sur leur dynamique. In: *Mise en valeur de l'écosystème guyanais: opération ECEREX*. INRA-CTFT, 15.
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**, 1702.
- Craig, H. & Gordon, L. (1965) Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In: *Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures* (ed. par E. Tongiorgi), 9. CNR, Laboratorio di Geologia Nucleare, Pisa.
- Crouzet, E., Hubert, P., Olive, Ph., Siewertz, E. & Marcé, A. (1970) Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.* **11**, 217.
- Dansgaard, W. (1964) Stable isotopes in precipitation. *Tellus* **16**, 435.
- 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 ECEREX en Guyane Française. Thèse de Doct. Univ. Montpellier II, Sciences et Techniques du Languedoc, France.
- Gat, J. R. & Tzur, Y. (1967) Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. In: *Proc. 2nd IAEA Symposium on Isotopes in Hydrology*, 49. IAEA, Vienna.
- Gedzelmann S. D. & Arnold R. (1994) Modeling the isotopic composition of precipitation. *J. Geophys. Res.* **99**(D5), 10 455.
- Granier, A. (1985) Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève dans le tronc des arbres. *Ann. Sci. For.* **42**, 193.
- 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.
- Grimaldi, M. & Boulet, R. (1989) Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle en Guyane Française. *Cah. Orstom Sér. Pédol.* **25**(3), 263.

- Grimaldi, C., Grimaldi, M. & Boulet, R. (1990) Etude d'un système de transformation sur schiste en Guyane Française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. In: *Organisation et fonctionnement des altérites et des sols* (ed. par J. C. Wackermann), 81. Sémin. Orstom no. 90.
- 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.
- Herrmann, A. & Stüchler, W. (1980) Groundwater-runoff relationships. *Catena* 7, 241.
- Hirata, T. & Muraoka, K. (1993) The relation between water migration and chemical processes in a forest ecosystem. In: *Tracers in Hydrology* (ed. par N. E. Peters, E. Hoehn, Ch. Leibundgut, N. Tase & D. E. Walling) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 31-40. IAHS Publ. no. 215.
- Hooper, R. P. & Shoemaker C. A. (1986) A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.* 22, 1444.
- Jouzel, J. (1986) Isotopes in cloud physics: multiphase and multistage condensation process. In: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry*, vol. II: *The Terrestrial Environment* (ed. par P. Fritz & J. Ch. Fontes), 61. Elsevier.
- Kendall, C., & McDonnell, J. J. (1993) Effect of intrastorm isotopic heterogeneities of rainfall, soil water and groundwater on runoff modeling. In: *Tracers in Hydrology* (ed. par N. E. Peters, E. Hoehn, Ch. Leibundgut, N. Tase & D. E. Walling) (Proc. Yokohama Symp., July 1993), 41-48. IAHS Publ. no. 215.
- 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.
- Maulé, P. S. & Stein, J. (1990) Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. *Wat. Resour. Res.* 26, 2959.
- Mualem, Y. (1976) A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Wat. Resour. Res.* 12, 513.
- McDonnell, J. J., Bonnell, M., Stewart, M. K. & Pearce, A. J. (1990) Deuterium variations in storm rainfall: implications for stream hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.* 26, 455.
- McDonnell, J. J. & Kendall, C. (1992) Stable isotopes in catchment hydrology. *Trans. AGU* 73, 260.
- Merlivat, L. & Jouzel, J. (1979) Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.* 84, 5029.
- Rhode, A. (1987) The origin of stream water traced by oxygen-18. PhD Thesis, Uppsala University, Dept Phys. Geogr., Div. Hydrol. Report Ser. A, Sweden.
- Roche, M. A. (1982) Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ECEREX en Guyane. *Cah. Orstom, Sér. Hydrol.* 29(2), 81.
- Sarrailh, J. M. (1990) *Mise en valeur de l'écosystème guyanais: opération ECEREX*. INRA-CTFT.
- Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. (1979) The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.* 43, 45.
- Sklash, M. G. & Farvolden, R. N. (1982) The use of environmental isotopes in the study of high-runoff episodes in streams. In: *Isotope Studies of Hydrologic Processes* (ed. par E. C. Perry Jr & C. W. Montgomery), 65. Northern Illinois University Press, DeKalb, Illinois.
- Van Genuchten, M. T. (1980) A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892-898.
- Wels, C., Cornett, R. J. & Lazerte, B. D. (1990) Groundwater and wetland contribution to stream acidification: an isotopic analysis. *Wat. Resour. Res.* 26, 2993.
- Wels, C., Cornett, R. J. & Lazerte, B. D. (1991) Hydrograph separation: a comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol.* 122, 253.
- Yurtsever, Y. & Gat, J. R. (1981) Atmospheric Waters. In: *Stable Isotope Hydrology: Deuterium and Oxygen-18 in the Water Cycle*, 103. Techn. Reports Series no. 210, IAEA.
- Zimmermann, U., Ehhalt, D. & Münnich, K. O. (1967) Soil water movement and evapotranspiration: changes in the isotopic composition of the water. In: *Isotopes in Hydrology* (Proc. Symp.), 567. IAEA, Vienna.