

# LA DECOMPOSITION GEOCHIMIQUE DE L'HYDROGRAMME DE CRUE : LE ROLE DU SOL (LES BASSINS VERSANTS DE LA PISTE SAINT - ELIE, GUYANE)

Thierry BARIAC, Antoine MILLET

*Laboratoire de Biogéochimie isotopique, Case 120, Université Pierre et Marie Curie - INRA, 4 place Jussieu, 75252 Paris*

Catherine GRIMALDI, Michel GRIMALDI

*Station de Science du Sol, INRA, 65 rue de St-Brieuc, Rennes cedex*

Pierre HUBERT, Hélène MOLICOVA

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

Laurent BRUCKLER, Patrick BERTUZZI

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

Yves BRUNET

*Station de Bioclimatologie, Domaine de la Grande Ferrade, 71 Avenue Édouard Bourleaux, BP 81, 33883 Villenave-d'Ornon*

Jacques BOULEGUE

*Laboratoire de Géochimie et de Métallogénie, Université Pierre et Marie Curie, Case 124, 4 place Jussieu, 75252 Paris*

André GRANIER

*Station d'AgroPédologie de la zone caraïbe, INRA, Domaine Duclos Petit-Bourg, BP 1232, 97185 Pointe-à-Pitre*

Régis TOURNEBIZE

*Station de Recherches Forestières, INRA, Champenoux, 54280 Seichamps*

Un échantillonnage intensif de la pluie, de l'eau dans le sol et de l'eau du thalweg a été réalisé lors d'une crue sur deux petits bassins versants (prairie et forêt primaire) en Guyane française. Une décomposition géochimique reposant sur les traceurs isotopiques de l'eau et des traceurs hydrochimiques conservatifs a été effectuée afin d'identifier les différentes composantes de l'hydrogramme de crue. Cette décomposition a montré que les principales sources d'alimentation provenaient de l'écoulement hypodermique et des couches du sol situées à différentes profondeurs.

Intensive sampling of rainfall, soil water and runoff was carried out in a tropical forest on two small but highly responsive catchments (French Guiana). Following deforestation, one of them is now a meadow, the other one is still a primary forest. A geochemical hydrograph separation, based on isotopic tracers and hydrochemical tracers, has been performed to separate streamflow into subsurface 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 acknowledging contributions from different compartments can explain the temporal variation of the geochemical tracers observed in the streamflow response.

## 1. INTRODUCTION

La décomposition de l'hydrogramme de crue en différentes composantes (écoulement rapide superficiel, écoulement retardé hypodermique et écoulement de base souterrain) est classiquement effectuée à partir d'une méthode de décomposition graphique [Barnes, 1939]. L'emploi de cette méthode suppose que les constantes de temps relatives aux différents écoulements de décrue soient très différentes. Ceci permet d'extraire successivement une composante d'écoulement souterrain, puis d'écoulement hypodermique et enfin, une composante de ruissellement superficiel. Ce mode de décomposition peut largement surestimer la contribution du ruissellement superficiel à la crue. Il s'agit d'un problème qui reste relativement secondaire, tant que l'objectif de l'hydrologue est la reconstitution ou la prévision des débits. Cette détermination devient un problème essentiel dès qu'il s'agit de reconstituer ou de prévoir la qualité de l'eau des rivières [Hubert, 1989].

Des traceurs géochimiques (isotopiques et chimiques) peuvent être utilisés pour la détermination de l'origine et l'étude de l'histoire de l'eau à l'exutoire du bassin versant. Les traceurs utilisés peuvent être :

a) conservatifs, comme les isotopes stables de l'eau. Ces marqueurs intrinsèques de la molécule d'eau permettent une approche temporelle de la décomposition de l'hydrogramme de crue basée sur l'âge de l'eau des réservoirs.

b) Non conservatifs, comme la plupart des traceurs chimiques. Ces marqueurs permettent une approche plus spatiale de la décomposition de l'hydrogramme de crue, basée sur l'existence dans le bassin de plusieurs réservoirs (différentes couches de sol, zone saturée ...) caractérisés par des compositions chimiques homogènes, stables et distinctes. Cette dernière approche (origine spatiale des contributions à la crue) complète l'approche temporelle évoquée précédemment. Cependant en raison du caractère non conservatif de ces traceurs chimiques, il est souvent difficile de comparer les contributions respectives des différents réservoirs calculées à partir des concentrations de ces différents traceurs.

L'approche isotopique peut donc permettre de déterminer l'origine de l'eau qui alimente les réservoirs et d'interpréter ou de reconstituer l'histoire de cette eau dans les réservoirs considérés [Sklash et Farvolden, 1982 ; Rodhe, 1987 ; Wels et al., 1990, 1991 ; McDonnell and Kendall, 1992]. En association avec une approche hydrochimique, elle est utilisable à l'échelle du bassin



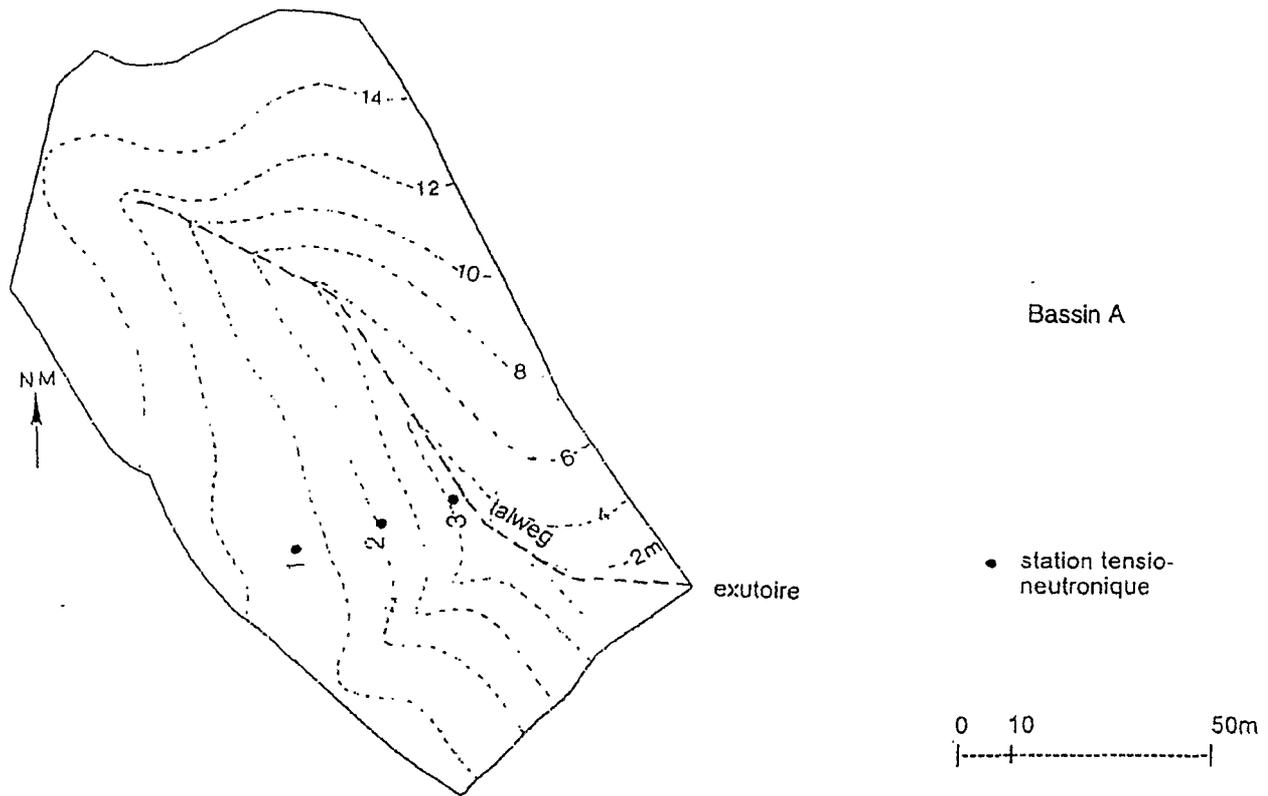


Figure 1a. Le bassin versant "A" (localisation des stations tensio-neutroniques A1, A2 et A3).

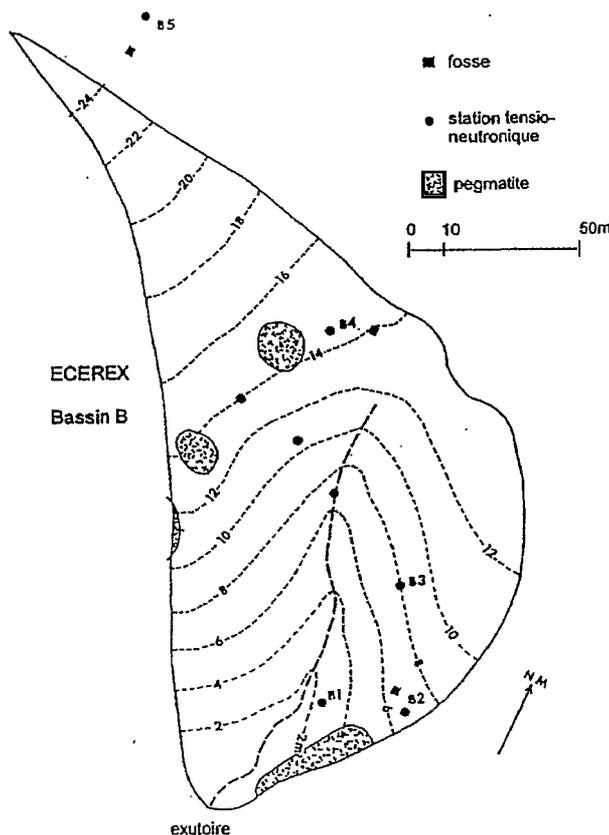


Figure 1b. Le bassin versant "B" (localisation des stations tensio-neutroniques B1, B2 et B3, B4 et B5 et des fosses pédologiques).

versant dans le cadre de la décomposition de l'hydrogramme de crue. Cependant, l'utilisation de ces deux familles de traceurs ne permet d'identifier que des volumes d'eau à l'exutoire du bassin lors de cheminements simples de l'eau à travers ce bassin. Lorsque la réalité est plus complexe (cas d'une molécule d'eau de pluie qui a tout d'abord ruisselé à la surface du sol, puis s'est infiltrée pour participer à l'écoulement hypodermique, avant de percoler et de rejoindre une nappe souterraine, pour enfin atteindre un cours d'eau), on peut raisonnablement douter de la qualité des informations apportées par la méthodologie géochimique, que les traceurs soient conservatifs ou non.

La combinaison de différentes approches qui associent des informations hydriques, hydrologiques et géochimiques doit permettre de proposer un schéma unique du fonctionnement du bassin versant considéré [Ambroise, à paraître].

## 2. CARACTERISTIQUES GENERALES DES BASSINS VERSANTS ETUDIES

Cette étude est menée sur 2 petits bassins versants (1,3 et 1,6 ha respectivement) de la piste Saint-Elie (Guyane), aménagés lors de l'opération ECEREX [Sarrailh, 1990 ; Fritsch, 1990]. Ces 2 bassins (Figures 1a et 1b), dépourvus d'écoulement permanent, ont été retenus car ils présentent des caractéristiques de sols, de pente et de pluviométrie très semblables. Ils ne diffèrent que par leur couverture végétale (graminées sur le bassin "A" et forêt primaire sur le bassin "B").

Des différents types de sol caractéristiques de ces bassins [Grimaldi et al., 1990], retenons essentiellement l'existence d'un horizon argileux rouge, situé à des profondeurs variables dans les couches supérieures du sol à des profondeurs variables. Lors des épisodes pluvieux, cet horizon ralentit l'infiltration de la pluie et

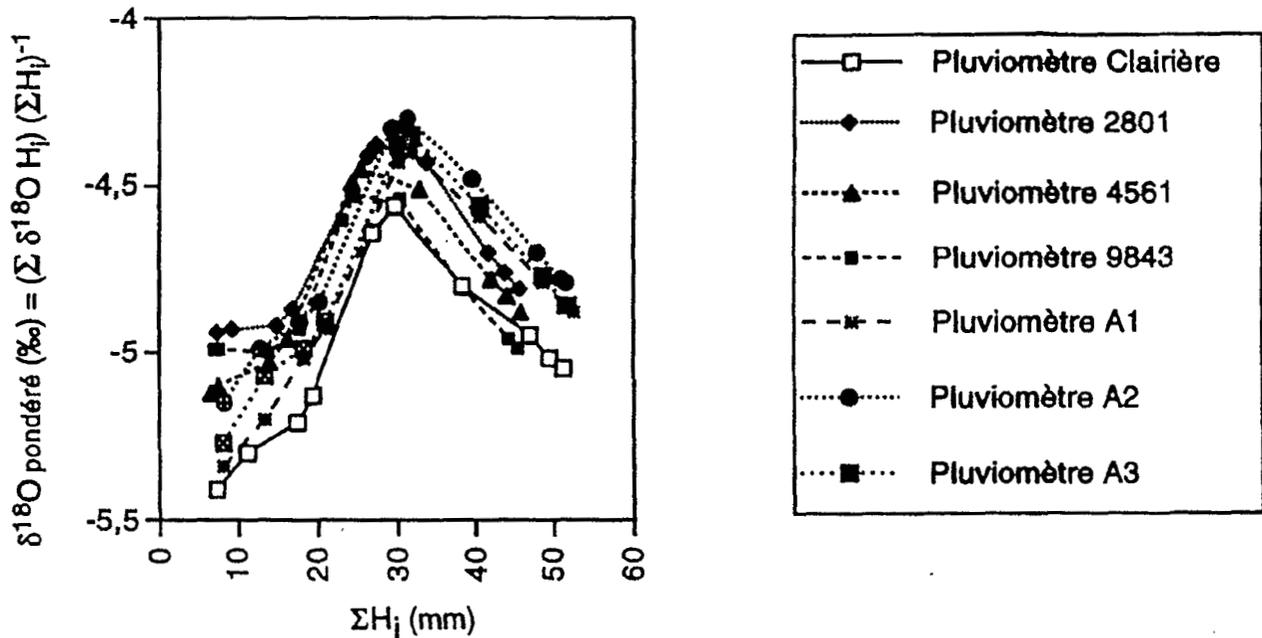


Figure 2. Evolution de la teneur en oxygène 18 pondérée de la pluie par rapport à la hauteur de pluie cumulée prélevée dans les pluviomètres installés sous forêt (pluviomètres 2801, 4561 et 9843), en clairière (exutoire du bassin versant "B") et sur le bassin "A" planté en graminées (pluviomètres A1 A2 et A3) le 15/05/1993.

peut constituer le plancher d'une nappe temporaire. Cette saturation du sol, associée à un effet de pente (15 à 20%), provoque un écoulement latéral à travers la macroporosité le long du versant jusqu'au ruisseau [Grimaldi et Boulet, 1989].

Selon la profondeur de cet horizon argileux rouge, deux familles de sol peuvent être caractérisées par la nature de leur drainage [Boulet, 1990] :

-les sols à drainage vertical libre et profond (10% du sol, en amont du bassin en forêt primaire). Cet horizon est alors situé à une profondeur supérieure à 1,00 m.

-Les sols à drainage vertical ralenti (100 % des sols du bassin en graminées et 90% des sols du bassin en forêt primaire). L'horizon argileux rouge est situé à une profondeur voisine de 0,40 m.

### 3. PROTOCOLE EXPERIMENTAL.

Au cours de différentes crues (24 mai 1992 et 15 mai 1993), nous avons échantillonné :

a) l'eau aux exutoires des deux bassins, suivant un pas de temps variable (5 à 15 minutes),

b) l'eau, le long du thalweg (3 stations) de façon à pouvoir étudier l'existence éventuelle de "provinces géochimiques" dans le profil longitudinal ainsi réalisé (15 mai 1993).

c) la pluie, toutes les 15 minutes, dans les 8 pluviomètres du bassin A et dans les 31 pluviomètres du bassin B.

d) l'eau des drains installés dans les fosses pédologiques sur le bassin versant B.

En 1993, différents dispositifs de prélèvement (bougies poreuses pour la chimie isotopique et micropiezomètres pour l'hydrochimie) sont venus compléter les installations précédentes.

Un relevé des différentes stations tensiométriques a été effectué tout au long de la crue. Ce dispositif a été complété en 1993, par l'adjonction de 7 nouvelles stations tensiométriques de façon à pouvoir suivre l'évolution du potentiel hydrique dans le sol simultanément sur les deux versants des deux bassins.

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

## 4. RESULTATS ET DISCUSSION.

### 4.1. La composition isotopique des précipitations.

Lors des épisodes de précipitation, la fraction liquide s'enrichit en isotopes lourds par rapport à la phase gazeuse résiduelle. Les évolutions des compositions isotopiques de la vapeur d'eau atmosphérique au sein du nuage et de la précipitation résultante ont été souvent interprétées à travers le modèle de la distillation de Rayleigh [Dansgaard, 1964]. D'autres approches, plus complètes et plus rigoureuses, ont cherché à interpréter le signal isotopique des précipitations mesuré à de grandes échelles [Joussaume et al., 1984, Jouzel et al., 1987]. Des approches très récentes [Gedzelman et Arnold, 1994], menées à des échelles intermédiaires, pourraient être utilisées dans le cadre de l'interprétation de ces signatures isotopiques des précipitations.

De 04h00 à 14h30, différents épisodes pluvieux composent l'averse du 24 mai 1992. Les lames d'eau précipitées sont respectivement de 53,8 mm et de 56,7 mm sous le couvert forestier et sur le bassin planté en graminées. La différence entre ces deux valeurs représente une perte de 5,6 % due à l'interception de la pluie par la canopée. Cette valeur reste très en deçà de la valeur moyenne de 15 % observée sur ce même site [Roche, 1982].

Sur le bassin B, les 31 pluviomètres sont répartis aléatoirement sur une centaine de mètres le long d'une ligne parallèle au thalweg de façon à pouvoir étudier l'éventualité d'une organisation de la pluie au sol sous forêt, à l'échelle décimétrique et comparer ce résultat à celui obtenu sur un bassin versant ouvert (bassin A).

Les variogrammes ainsi déterminés restent de type aléatoire pur avec un effet de pépité important. Le processus de précipitation sous canopée doit donc être considéré comme un phénomène discontinu, sans organisation spatiale.

Deux phénomènes se superposent :

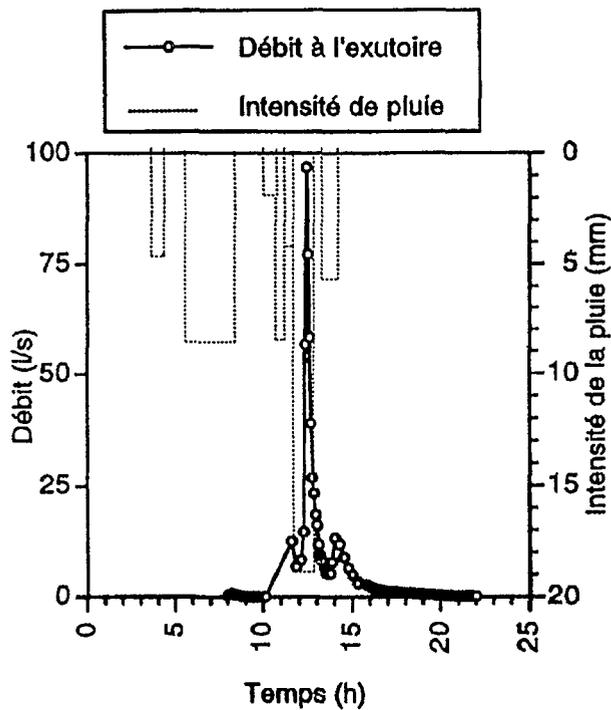


Figure 3. Evolutions temporelles de la hauteur de la pluie et du débit mesuré à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (24/05/1992).

-caractère continu de la pluie qui arrive au sol, en l'absence d'interception (allure parabolique du variogramme). Ceci permet de caractériser le phénomène au-dessus de la canopée.

-caractère très irrégulier de l'interception en raison de l'hétérogénéité du milieu (variogramme plat). L'enregistrement au sol sous la forêt est donc le reflet d'une structure régulière modifiée de façon chaotique par l'interception.

La teneur en oxygène 18 de la pluie varie très faiblement dans l'espace sur les 2 bassins (les écarts-types sont semblables sur les deux bassins).

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 réévaporation d'une partie de la pluie interceptée par le couvert végétal n'entraîne pas de modification isotopique importante de l'eau résiduelle sur les feuilles : en fin d'averse, la fraction de pluie interceptée s'évapore dans une atmosphère à humidité relative élevée (supérieure systématiquement à 90%). Ce processus modifie très faiblement la composition isotopique de la fraction d'eau résiduelle [Gat et Tzur, 1967].

Les prélèvements intensifiés (15 mai 1993) montrent une évolution similaire de la teneur en oxygène 18 pondérée de la pluie prélevée au sein des pluviomètres (Figure 2) installés sous et hors forêt (clairière du bassin "B" et bassin ouvert "A"). Il existe une certaine différence entre les différentes teneurs pondérées, provoquées, sur le bassin "A", par l'hétérogénéité de la quantité d'eau précipitée et de la composition isotopique de la pluie au sein du nuage (effet massique et thermique). Sur le bassin "B", cette différence est liée aux mêmes causes externes déjà mentionnées pour le bassin "A", mais associées à un effet capacitif du couvert végétal (processus d'interception par la canopée qui peut modifier la composition isotopique de la pluie par mélange de fractions successives d'averse lors de leur écoulement le long du feuillage).

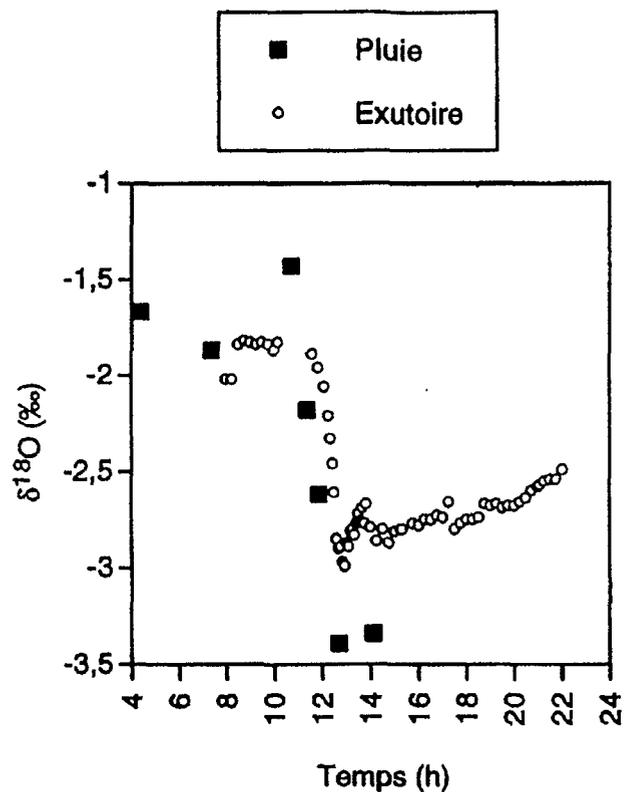


Figure 4. Évolutions temporelles de la teneur en oxygène 18 (‰) de la crue et de la pluie prélevées sur le bassin versant "B" en forêt primaire (24/05/1992).

#### 4.2. Variabilité temporelle de la signature isotopique de la crue (24/05/1992).

L'averse complexe provoque 2 crues successives.

Au cours de la première crue (07h58-10h08), le débit à l'exutoire reste très faible (quelques l/s).

La seconde crue débute au cours du troisième épisode pluvieux (11h35). Les 3 pics de cet hydrogramme de crue (en particulier, le pic principal enregistré à 12h35) correspondent aux maxima d'intensité de la pluie (Figure 3).

La composition isotopique de l'eau prélevée à l'exutoire des 2 bassins versants tend vers celle de la pluie sans jamais l'atteindre (Figure 4). Ceci pourrait être attribué à une variabilité spatiale de la composition isotopique de la pluie à l'échelle du bassin versant. Cette variabilité remettrait en cause la représentativité du dispositif pluviométrique et de la signature isotopique de la pluie ainsi déterminée. Mais une nouvelle expérimentation (15 mai 1993) met en évidence une absence d'évolution de la composition isotopique de l'eau entre 3 stations de prélèvement installées le long du thalweg (tête, mi-pente et exutoire) à un instant donné. Cela démontre que seules les évolutions temporelles des signatures isotopiques de l'eau de pluie et des zones temporairement saturées du sol provoquent celle du ruisseau. La variabilité spatiale de la composition isotopique de l'eau de pluie et de l'eau du sol n'a donc pas d'influence sur celle du cours d'eau.

Cela pourrait être également attribué à un mélange entre l'eau de l'événement pluvieux et une eau du sol antérieure à cet événement, de composition isotopique différente.

#### 4.3. 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

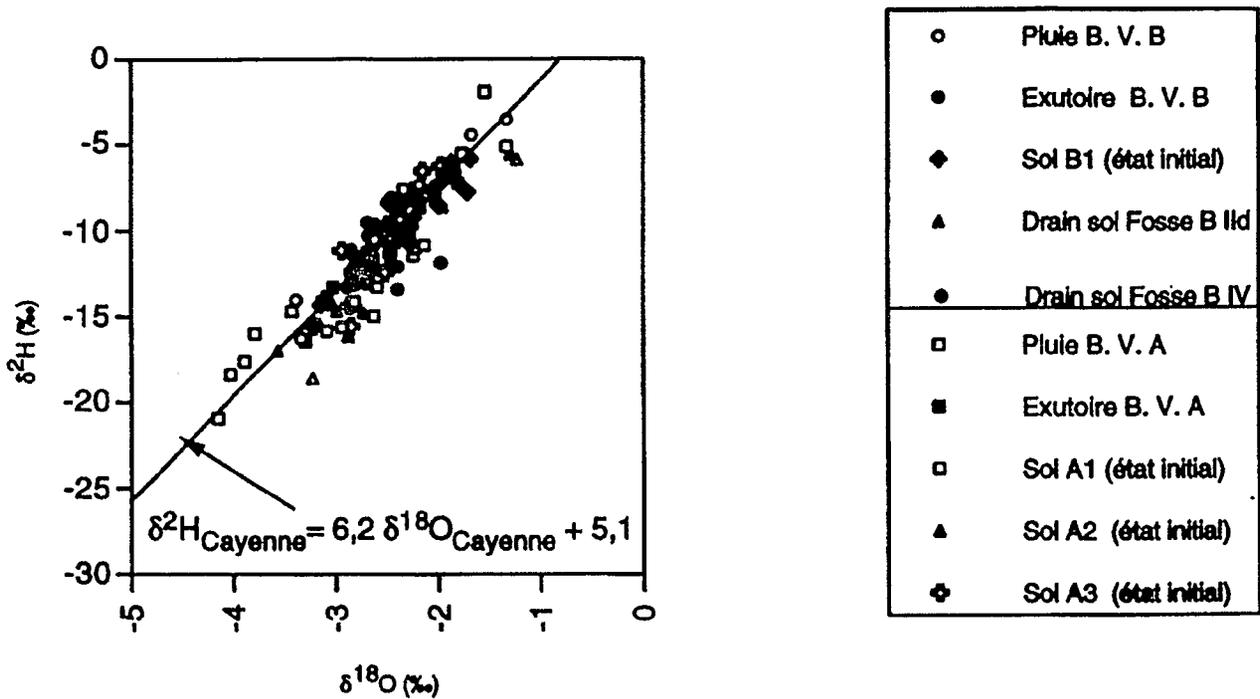


Figure 5. Dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$ , représentation de la droite des eaux météoriques et des échantillons prélevés dans les pluviomètres (bassins A et B), à l'exutoire des ruisseaux (bassins A et B), et des eaux libres des drains des fosses pédologiques du bassin versant "B". L'état initial isotopique de l'eau du sol (sols A1, A2, A3 et B1) est également représenté pour les deux bassins.

condensation (pas de temps mensuel), la teneur en oxygène 18 est liée à celle du deutérium, à l'échelle mondiale, par la relation empirique suivante [Yurtsever et Gat, 1981] :

$$\delta^2\text{H} = (8,2 \pm 0,1) \delta^{18}\text{O} + (10,6 \pm 0,6) \quad (1)$$

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 et de la nature aérodynamique du milieu qui gouvernent l'évaporation de l'océan [Merlivat et Jouzel, 1979].

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 et Gordon, 1965, Fontes et Gonfiantini, 1967, Gat, 1971, Yurtsever et Gat, 1981, entre autres] 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, la représentation de la composition isotopique de l'eau des différents compartiments (pluie, sol et exutoire) dans un diagramme  $\delta^2\text{H}-\delta^{18}\text{O}$  met en évidence l'absence (Figure 5) :

- de droite d'évaporation dans le cas du sol,
- de droite de mélange entre les différents pôles qui alimentent la crue,
- d'échange isotopique entre les matrices organo-minérales et la pluie.

L'ensemble de ces points se répartit suivant une droite locale des eaux météoriques [ $\delta^2\text{H} = 6,3 (\pm 0,3) \delta^{18}\text{O} + 5,7 (\pm 0,7)$ ] identique à celle [ $\delta^2\text{H} = 6,2 \delta^{18}\text{O} + 5,1$ ] calculée par l'Agence Internationale de l'Énergie Atomique (Vienne, Autriche) pour la région de Cayenne (120 km au nord-est de nos sites de prélèvement). Ceci démontre que l'eau prélevée à l'exutoire, ne

présente qu'un marquage isotopique imposé par le processus de condensation dans les nuages. La pluie de l'événement étudié ne fait que s'infiltrer et déplacer dans le sol des eaux de pluie issues d'épisodes plus anciens qui ne sont pas reprises ultérieurement par l'évaporation.

Cette absence d'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 (Figure 6).

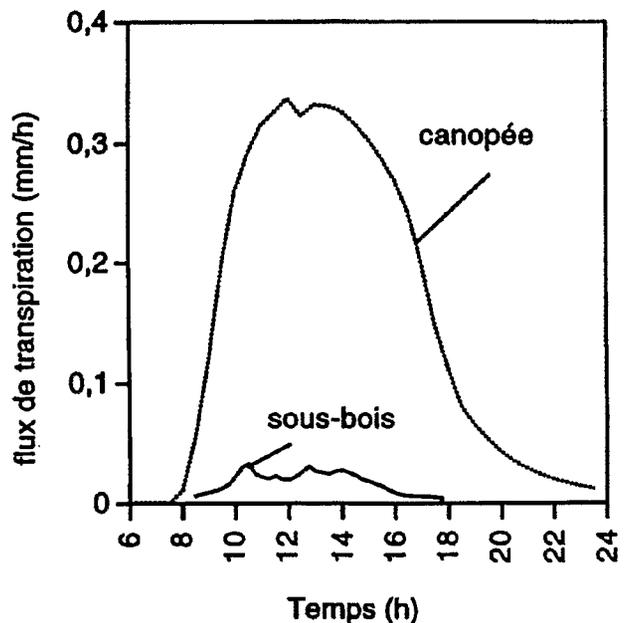


Figure 6. Évolutions temporelles comparées du flux de transpiration du couvert forestier, mesuré en saison sèche (septembre 1992, méthode du flux de sève) et du flux de transpiration du sous-bois de ce couvert forestier (méthode des fluctuations turbulentes).

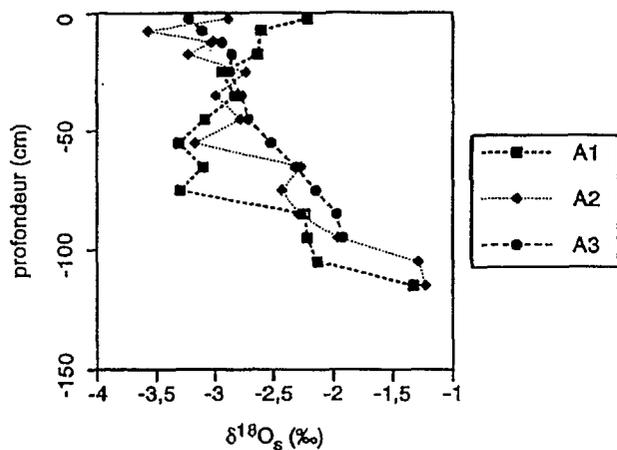


Figure 7. Profil initial des teneurs en oxygène 18 de l'eau dans le sol à différentes stations (A1, en amont, A2 à mi-pente, et A3 à l'aval) du bassin versant "A" planté en graminées (22/05/92).

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

Les différents profils isotopiques réalisés dans les parties élevée, moyenne et basse du bassin versant planté en graminées présentent une évolution similaire (Figure 7), avec un gradient positif des teneurs en oxygène 18 entre -0,60 m (niveau d'argile rouge) et la surface du sol. Entre -0,60 m et -1,20 m, ce gradient s'inverse.

L'absorption racinaire et les remontées capillaires ne provoquent pas de fractionnement isotopique. En l'absence d'évaporation, ces résultats 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).

Sur le bassin versant en forêt primaire (Figure 8), les profils isotopiques de l'eau dans le sol présentent une évolution comparable à celle des profils du bassin en graminées, d'où une interprétation analogue : infiltration plus ou moins rapide accompagnée d'un mélange plus ou moins complet le long du profil. 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.

Il est à noter que la variabilité temporelle de la signature isotopique de la pluie (Figure 4) recouvre la variabilité spatiale (profil vertical) de la signature isotopique initiale de l'eau dans le sol (Figures 7 et 8).

#### 4.5. Analyse de l'évolution des potentiels matriciels de l'eau dans le sol (exemple du bassin versant forestier).

Malgré une grande variabilité des propriétés hydrodynamiques des sols, quelques résultats sont à retenir :

- il existe une réduction de 1 à 2 puissance 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 imperméable" à des profondeurs moyennes, semble donc confirmée.

- le drainage à la base des profils est négligeable (inférieur à 1 mm).

- l'application d'un modèle d'infiltration [Van Genuchten, 1980] montre que, pour une pluie de 58 mm, la recharge hydrique du profil de sol est de 10 à 20 mm selon les sites. Le reste de la pluie est donc disponible pour l'écoulement hypodermique et le drainage latéral.

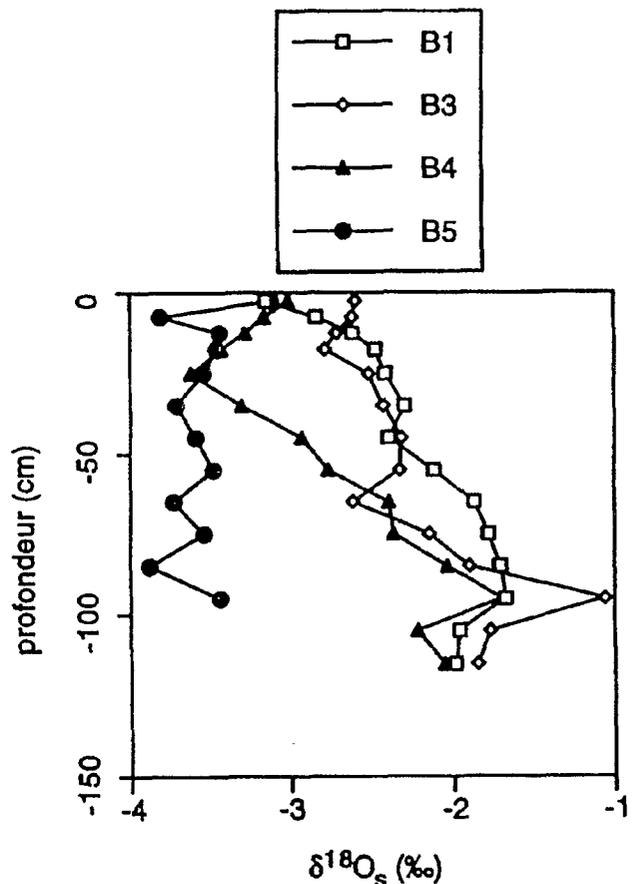


Figure 8. Profil initial des teneurs en oxygène 18 de l'eau dans le sol à différentes stations (de B1, au-dessus du thalweg jusqu'à B5 en amont du bassin) du bassin versant "B" en forêt primaire (23/05/92).

En conclusion, le sol du bassin B peut être décrit comme étant la superposition de trois horizons : un horizon à écoulement rapide (dans les premiers centimètres du sol), un horizon intermédiaire moins conducteur (au-dessus du niveau argileux rouge), et un horizon profond imperméable (en-dessous du niveau argileux rouge).

#### 4.6. Relation entre la composition isotopique de l'eau du thalweg et le débit de la rivière.

La compartimentation de l'eau au sein du bassin versant influence l'évolution isotopique de la crue [Herrmann et Stichler, 1981]. 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 et Farvolden, 1979, à un mélange à 3 pôles, à compositions isotopiques stables (pluie, nappe, sol), mais à contributions temporelles variables à la crue.

L'expérimentation réalisée sur les 2 bassins confirme l'existence de cette relation d'hystérésis (Figure 9). Mais cette relation s'avère insuffisante pour pouvoir identifier l'existence d'un troisième pôle : en effet, cette relation peut également être engendrée par la variation temporelle de la composition isotopique de la pluie dans le cas d'un simple modèle de mélange à 2 pôles.

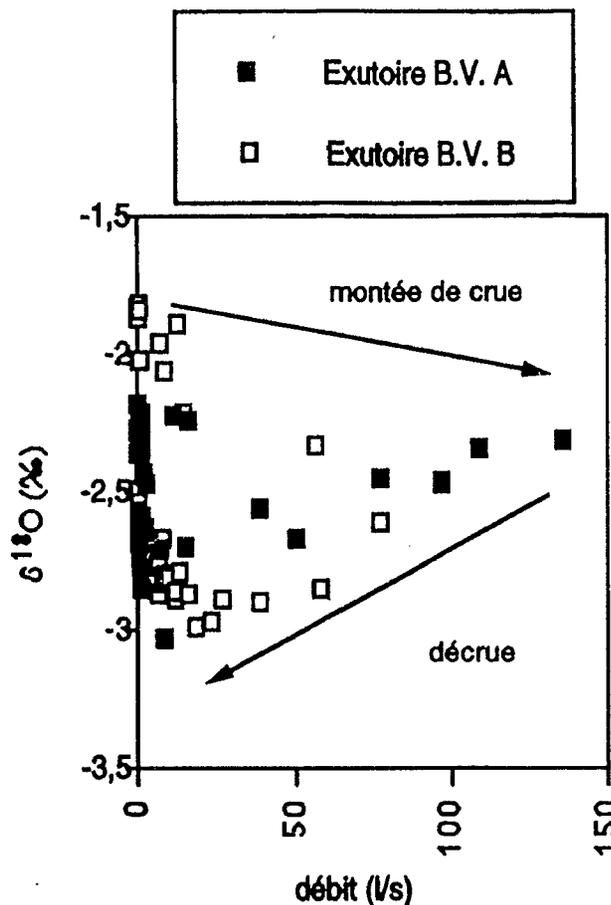


Figure 9. Mise en évidence d'une relation d'hystérésis entre la teneur en oxygène 18 de l'eau de la crue et le débit du ruisseau des bassins versants "A" et "B" (24/05/1992).

#### 4.7. Relation entre les traceurs isotopiques et hydrochimiques à l'exutoire du bassin.

L'analyse du couple traceur chimique - traceur isotopique doit permettre d'identifier les différents sous-réservoirs qui participent à la crue [Maule et 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 ayant subi 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.

L'hydrochimie permet de distinguer les eaux qui ont conservé un caractère d'eau de pluie (absence de marquage chimique) de celles qui l'ont perdu (marquage chimique des eaux infiltrées imposé par un horizon minéral ou organique). Cette dernière hypothèse doit être adaptée en fonction de la nature de l'horizon minéral et du couvert végétal (nature des pluviocessivats).

A partir d'un diagramme géochimique [Maule et Stein, 1990], différents sous-réservoirs peuvent être ainsi distingués :

(1) 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.

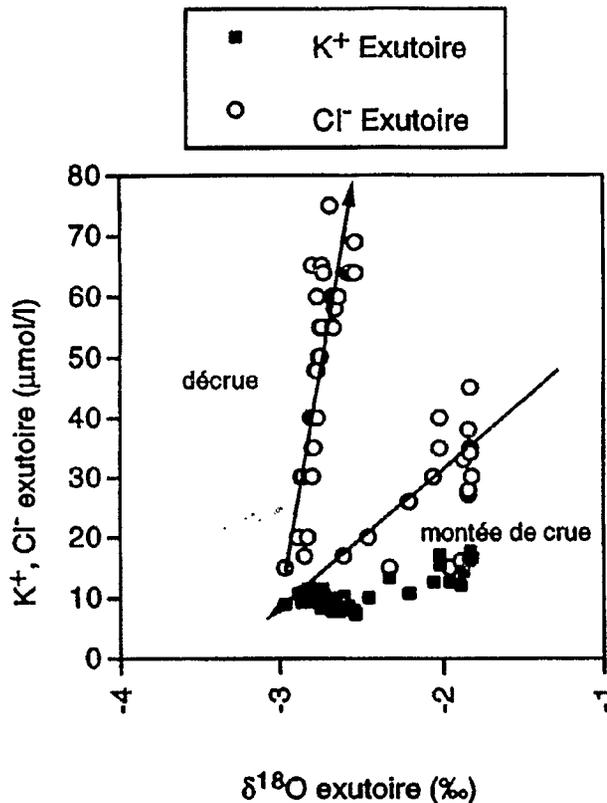


Figure 10. Evolution des concentrations en chlorure et en potassium par rapport à la teneur en oxygène 18 de la crue prélevée à l'exutoire du bassin versant "B" en forêt primaire (24/05/1992).

(2) 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.

(3) Les eaux de mélange, situées au-dessus de la couche d'argile rouge ("eaux de mélange"), qui présentent une composition isotopique intermédiaire entre celle de la pluie et celle des eaux profondes, sont marquées par un traceur chimique des zones superficielles. 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.

(4) Les eaux anciennes sensu stricto, situées au-dessous de la couche d'argile rouge, qui présentent la composition isotopique de la zone saturée ("eaux profondes") et qui sont marquées par un traceur chimique des zones profondes.

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 [Hirata et Muraoka, 1993] : ceux (silice, sodium, chlorure ...), qui ne sont 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 et à l'influence du climat local sur l'altération du sol. Dans le cas des bassins versants étudiés, 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-) 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+). 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-) - traceur isotopique" démontre l'existence d'une relation d'hystérésis entre ces deux familles de traceurs (Figure 10) :

-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.

-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 Cl- et plus enrichies en isotopes lourds.

Cette relation d'hystérésis disparaît dans le cas du diagramme "traceur chimique de surface (K+) - traceur isotopique" (Figure 10) : 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.

#### 4.8. Modélisation.

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, pour les réservoirs identifiés et caractérisés à partir de leur composition isotopique (pluie et eaux du sol et des nappes) :

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

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

b) une équation de conservation de l'eau, pour les réservoirs identifiés et caractérisés à partir de leur concentration chimique :

$$Q_{\text{rivière}} = Q_{\text{eau superficielle}} + Q_{\text{eau sol}} \quad (3)$$

Il est également possible de décomposer le réservoir d'eau ancienne en sous-réservoirs :

$$Q_{\text{eau sol}} = Q_{\text{écoulement hypodermique}} + Q_{\text{zone intermédiaire}} + Q_{\text{eau profonde}} \quad (4)$$

c) une équation de conservation du traceur isotopique :

$$C_{\text{rivière}} Q_{\text{rivière}} = C_{\text{eau nouvelle}} Q_{\text{eau nouvelle}} + C_{\text{eau ancienne}} Q_{\text{eau ancienne}} \quad (5)$$

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

Le débit de la rivière est mesuré à l'exutoire : nous pouvons donc déterminer les débits des eaux anciennes et nouvelles à partir de la composition isotopique de l'eau de la crue, de la pluie et des différents horizons temporairement saturés du sol.

Cette approche repose sur différentes hypothèses :

(1) La teneur en isotopes lourds de l'épisode pluvieux considéré doit être significativement différente de celle de l'eau ancienne [Crouzet et al., 1970]. Cette hypothèse est souvent vérifiée mais doit être néanmoins contrôlée par un échantillonnage adapté [Kennedy et al., 1986].

(2) La teneur en isotopes lourds de l'averse ne présente pas de variations spatio-temporelles [Sklash et Farvolden, 1982]. Cette hypothèse doit être impérativement remise en question : la composition de l'eau de pluie évolue fortement au cours du temps et dans l'espace [Dansgaard, 1964, Jouzel, 1986, McDonnell et al., 1990, Kendall et McDonnell, 1993, Ciais et Jouzel, 1994].

(3) La teneur en isotopes lourds de l'eau ancienne reste constante au cours de la crue [Sklash et Farvolden, 1982]. Cette hypothèse 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 [Kennedy et al., 1986]. Par contre, la composition isotopique de l'eau du sol (zones temporairement et/ou non saturées) est largement modifiée du fait de l'infiltration de pluies de compositions isotopiques variées.

(4) L'eau ancienne a la même composition isotopique que celle du débit de base avant l'événement pluvieux [Sklash et Farvolden, 1982]. Cette dernière hypothèse est généralement justifiée, dans la mesure où l'aquifère qui soutient le débit de base de la rivière n'offre pas de discontinuité géochimique.

L'analyse de l'hydrogramme de crue à partir de cette approche temporelle, (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. En général, la part du ruissellement, déterminée à partir de la méthodologie géochimique, n'excède pas quelques % du volume écoulé à l'exutoire [Crouzet et al., 1970].

A partir des équations de conservation de l'eau et des traceurs géochimiques, il devient possible de décomposer l'hydrogramme total de la crue en différents sous-hydrogrammes de participation des différents réservoirs à la crue. Le couplage géochimie isotopique - hydrochimie permet donc de déterminer qualitativement l'origine de l'eau et quantitativement la participation des différents réservoirs.

Des équations analogues peuvent être écrites à partir de l'équation de conservation du traceur chimique :

$$C_{\text{rivière}} Q_{\text{rivière}} = C_{\text{eau superficielle}} Q_{\text{eau superficielle}} + C_{\text{eau sol}} Q_{\text{eau sol}} \quad (6)$$

$$C_{\text{sol}} Q_{\text{sol}} = C_{\text{écoul.hypod.}} Q_{\text{écoul.hypod.}} + C_{\text{z.inter.}} Q_{\text{z.inter.}} + C_{\text{eau prof.}} Q_{\text{eau prof.}} \quad (7)$$

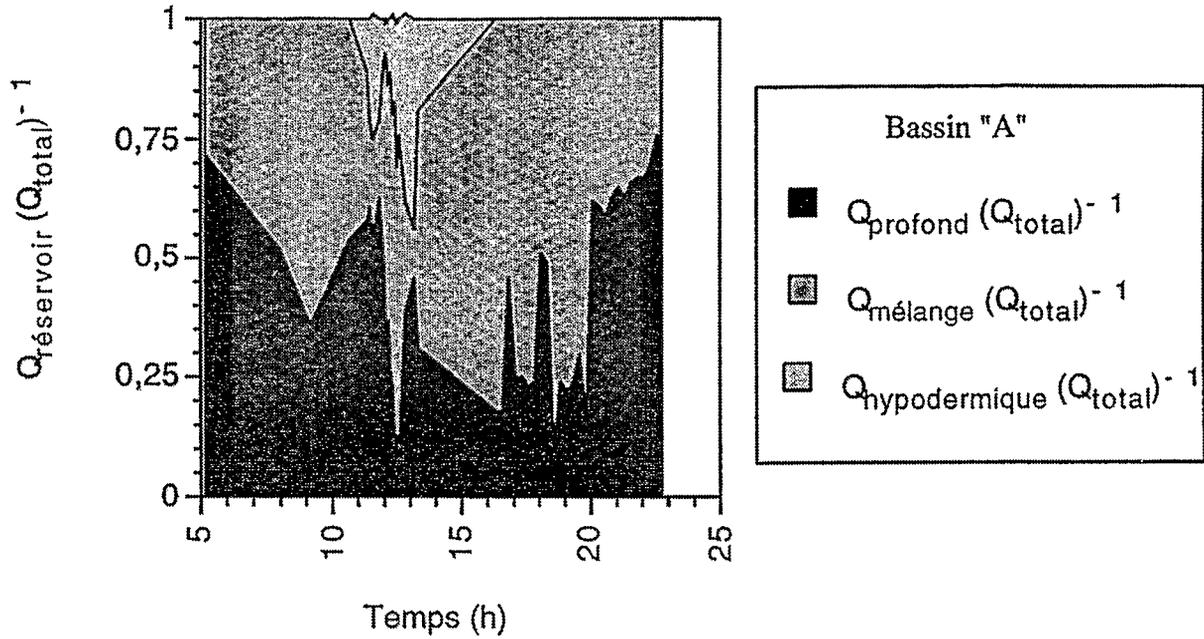


Figure 11. Evolution de la participation des différentes couches du sol (écoulement profond, intermédiaire et superficiel) à l'hydrogramme de crue (bassin versant "A", 24/05/1992).

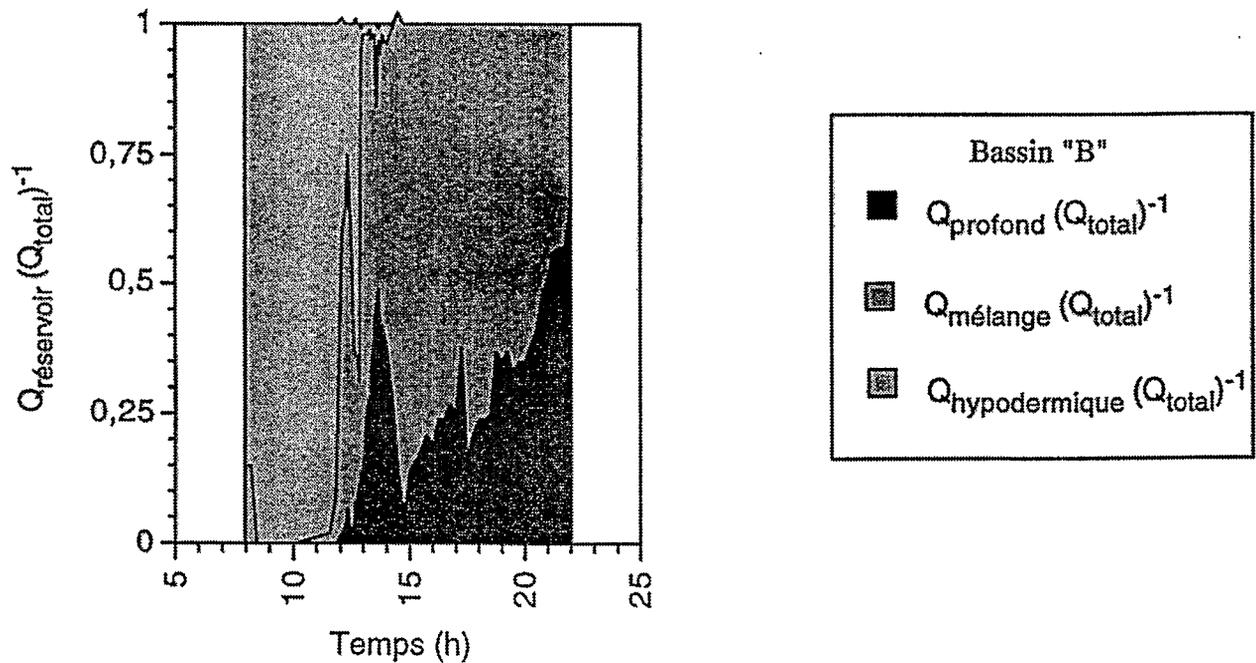


Figure 12. Evolution de la participation des différentes couches du sol (écoulement profond, intermédiaire et superficiel) à l'hydrogramme de crue (bassin versant "B", 24/05/1992).

D'où :

$$Q_{\text{eau superficielle}} = Q_{\text{rivière}} \left( \frac{C_{\text{rivière}} - C_{\text{eau sol}}}{C_{\text{eau superficielle}} - C_{\text{eau sol}}} \right) \quad (8)$$

$$Q_{\text{eau sol}} = Q_{\text{rivière}} \left( \frac{C_{\text{eau superficielle}} - C_{\text{rivière}}}{C_{\text{eau superficielle}} - C_{\text{eau sol}}} \right) \quad (9)$$

$$Q_{\text{eau nouvelle}} = Q_{\text{rivière}} \left( \frac{\delta_{\text{rivière}} - \delta_{\text{eau ancienne}}}{\delta_{\text{eau superficielle}} - \delta_{\text{eau sol}}} \right) \quad (10)$$

$$Q_{\text{eau ancienne}} = Q_{\text{rivière}} \left( \frac{\delta_{\text{rivière}} - \delta_{\text{eau nouvelle}}}{\delta_{\text{eau ancienne}} - \delta_{\text{eau nouvelle}}} \right) \quad (11)$$

La contribution respective des compartiments du sol (écoulement hypodermique, zones intermédiaires du sol, au-dessus du niveau d'argile rouge, et zone profonde du sol) susceptibles d'alimenter la crue, est déterminée à partir des équations suivantes

$$Q_{\text{écoulement hypodermique}} = Q_{\text{eau sol}} - Q_{\text{eau ancienne}} \quad (12)$$

$$Q_{\text{zone intermédiaire}} = Q_{\text{eau nouvelle}} - Q_{\text{eau superficielle}} - Q_{\text{eau hypodermique}} \quad (13)$$

$$Q_{\text{eau profonde}} = Q_{\text{eau ancienne}} - Q_{\text{zone intermédiaire}} \quad (14)$$

Pour cela, nous avons utilisé :

- les teneurs moyennes en oxygène 18 des précipitations, après avoir regroupé les épisodes successifs de faible intensité ;
- les teneurs moyennes initiales en oxygène 18 de l'eau dans le sol, après avoir regroupé les horizons successifs à teneurs isotopiques voisines ;
- les teneurs en oxygène 18 de l'eau des drains installés au sein des fosses pédologiques ;
- les concentrations chimiques (Cl<sup>-</sup>) associées.

La combinaison de ces deux traceurs permet d'identifier les contributions des différentes couches du sol (Figures 11 et 12). Cette décomposition met en évidence le rôle joué par les zones de mélange du sol, au-dessus du niveau d'argile rouge, dans l'alimentation en eau de la crue.

Sur le bassin en forêt primaire, la participation de l'écoulement hypodermique au pic de crue est importante (≈70%). Pendant la décrue et lors du tarissement, la participation de l'eau profonde augmente progressivement pour atteindre 93% à 22h00.

Sur le bassin planté en graminées, le débit mesuré à la pointe de crue est principalement assuré par de l'eau issue des couches superficielles du sol (70%), la participation de l'écoulement hypodermique étant peu importante (≈10%). Au cours du tarissement, la participation de la nappe temporaire ne cesse d'augmenter et finit par atteindre des valeurs semblables à celles calculées lors du début de la crue.

Le pourcentage du volume d'eau écoulé à l'exutoire par rapport aux précipitations est de 41% sur le bassin planté en graminées contre 28% dans le cas du bassin sous forêt. Cette différence ne peut pas être entièrement imputable aux pertes dues à l'interception, puisque d'après nos calculs elle est de 5%. Ces différences de comportements hydrologiques sont probablement à attribuer à la nature du couvert végétal et à l'action de la végétation sur la porosité du sol. En effet, du fait de la suppression des pertes dues à l'interception, la déforestation a pour conséquence d'augmenter le volume de pluie arrivée au sol et d'accroître le volume d'eau contenu dans le sol [Sklash et al., 1986].

La combinaison de ces deux traceurs, après la prise en compte de la conservation de la masse, des informations redondantes entre la chimie isotopique et l'hydrochimie et de l'existence de compartiments du sol emboîtés permet donc d'identifier les contributions des différentes couches du sol.

## 5. CONCLUSION

Cette étude a démontré que la détermination de l'origine de l'eau à l'exutoire d'un bassin versant demeure un processus complexe. En effet, différentes origines doivent être prises en compte :

- l'origine temporelle ("âge de l'eau" : eaux anciennes liées au pré-événement pluvieux et eaux nouvelles liées à l'événement pluvieux).
- la nature du compartiment d'où est issue l'eau qui alimente la crue : pluie directe, ruissellement superficiel, écoulement hypodermique et écoulement souterrain,
- l'hétérogénéité éventuelle au sein de ces compartiments : par exemple, eaux issues de la macro et de la microporosité du sol,
- l'origine spatiale (localisation géographique : variations latérales amont-aval du bassin, différenciations verticales dans le sol).

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

L'analyse des crues par la méthodologie isotopique met en évidence l'existence à l'exutoire, d'un mélange d'eaux issues de la pluie et des différentes couches de sol. Cependant, en l'absence d'évaporation, l'outil isotopique, seul, est insuffisant pour apprécier la profondeur de l'eau mobilisée dans le sol et ainsi le nombre de réservoirs impliqués. De plus, sur les bassins étudiés, la variabilité temporelle du signal isotopique de la pluie est très semblable à la variabilité spatiale du signal isotopique de l'eau dans le sol. Les bassins ne subissent pas d'évaporation : la composition isotopique de l'eau issue du sol pendant les crues est imposée par les successions de pluies infiltrées au cours d'épisodes antérieurs.

L'utilisation de traceurs chimiques permet d'identifier les différents réservoirs du sol dont l'eau est mobilisée au cours de la crue. 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 superficielles et profondes).

Les teneurs en oxygène 18 et en deutérium des pluies évoluent fortement dans le temps, mais peu dans l'espace, en raison de la faible superficie des bassins versants étudiés et de la non réévaporation dans l'atmosphère de la fraction de pluie interceptée par le couvert végétal. Cette variabilité temporelle impose de ne pas utiliser une teneur isotopique moyenne de l'événement pluvieux lors du calcul de la contribution du pôle "eau nouvelle" à l'exutoire du bassin versant.

L'étude des crues met en évidence le comportement différent des deux bassins :

- un volume d'eau écoulé à l'exutoire et un pic de crue plus important sur le bassin planté en graminées. Le rapport du volume écoulé au volume de précipitation est supérieur (41 % pour le bassin en graminées contre 28 % pour le bassin en forêt primaire).

- la participation de l'eau issue de la zone de mélange dans le sol, au pic de la crue, est nettement plus forte sur le bassin en graminées que sur le bassin en forêt primaire.

Ces différences peuvent s'expliquer par l'action de la végétation. En effet, le défrichement augmente le stock d'eau dans le sol et le volume des précipitations reçu sur le bassin s'accroît en raison de la suppression des pertes dues à l'interception du feuillage.

Au cours de nouvelles expérimentations, l'étude du compartiment sol devra être renforcée afin de mieux identifier l'origine de l'eau au sein des différentes couches de sol susceptibles d'alimenter la crue.

## REFERENCES

- Ambrose, B.**, Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré - Processus et Modèles - "Les Flux dans les Volumes Pédologiques et à leurs Limites : Approches à l'Échelle Spatiale du Bassin Versant". *Séminaire du Conseil Scientifique du Département "Science du Sol" de l'INRA, Dijon, 26-27 mars 1991*, à paraître.
- Barnes, B. S.**, The structure of discharge recession curves. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 20:721-725, 1939.
- Boulet, R.**, Organisation des couvertures pédologiques des bassins versants ECEREX. Hypothèses sur leur dynamique. In "Mise en valeur de l'écosystème guyanais : opération ECEREX, édité par J. M. Sarrailh, INRA-CTFT, 15-45, 1990.
- Ciais, Ph., and Jouzel, J.**, Deuterium and oxygen 18 in precipitation: Isotopic model, including mixed cloud processes. *J. Geophys. Res.*, 99:16793-16803, 1994.
- Craig, H.**, Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133:1702-

- 1703, 1961.
- Craig, H., and Gordon, L.,** Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and the marine atmosphere. In "Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures", C.N.R., Laboratorio di Geologia nucleare, E. Tongiorgi (ed.), Pisa, 9-130, 1965.
- Crouzet, E., Hubert, P., Olive, Ph., Siewertz, E., et Marcé, A.,** Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.*, 11:217-229, 1970.
- Dansgaard, W.,** Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, XVI:436-468, 1964.
- Fontes, J. Ch., et Gonfiantini R.,** Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. *Earth. Planet. Sc. Lett.*, 3:258, 1967.
- Fritsch, J. M.,** 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, 391 pp, 1990.
- Gat, J. R., and Tzur, Y.,** Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge. In "Proc. 2nd IAEA Symposium on Isotopes in Hydrology, IAEA, Vienna, 49-59, 1967.
- Gat, J.R.,** Comments on the stable isotope method in regional groundwater investigation. *Water Resour. Res.*, 7:980-993, 1971.
- Gedzelman, S. D., and Arnold, R.,** Modelling the isotopic composition of precipitation. *J. Geophys. Res.*, 99:10455-10471, 1994.
- Grimaldi, C.,** 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, 3-4:247-268, 1988.
- Grimaldi, M., et Boulet, R.,** Relation entre l'espace poral et le fonctionnement hydrodynamique d'une couverture pédologique sur socle en Guyane française. *Cah. ORSTOM Sér. Pédol. XXV*, 3:263-275, 1989.
- Grimaldi, C., Grimaldi, M., et Boulet, R.,** Etude d'un système de transformation sur schiste en Guyane française. Approches morphologique, géochimique et hydrodynamique. *Séminaire ORSTOM 90 : "Organisation et fonctionnement des altérites et des sols"*, ORSTOM, J. C. Wackermann (ed.), 81-98, 1990.
- Herrmann, A., and Stichler, W.,** Groundwater-Runoff relationships. *Catena*, 7:241-263, 1981.
- Hirata T., and Muraoka K.,** The relation between water migration and chemical processes in a forest ecosystem. In *Tracers in Hydrology (Proceedings of the Yokohama Symposium)*, IAHS Publ., 215:31-40, 1993.
- Hubert, P., 1989,** La séparation de l'hydrogramme. Apports des méthodes isotopiques. *Hydrogéol.*, 3:143-150.
- Joussame, S., Jouzel, J., and Sadourny, R.-** A general circulation model of water isotopes cycles in the atmosphere. *Nature*, 311, 24, 1984.
- Jouzel, J.,** Isotopes in cloud physics : multiphase and multistage condensation process. In "Handbook of Environmental Isotope Geochemistry", Vol. II: "The Terrestrial Environment", P. Fritz and J. Ch. Fontes (eds), Elsevier, 61-112, 1986.
- Jouzel, J., Russell, G.L., Suozzo, R.J., Koster, R.D., White, J.W.C., and Broecker, W.S.,** Simulations of the HDO and H218O atmospheric cycles using the NASA GISS general circulation model : The seasonal cycle for present-day conditions. *J. Geophys. Res.*, 92:14739, 1987.
- Kendall, C., and McDonnell, J. J.-** Effect of intrastorm isotopic heterogeneities of rainfall, soil Water and groundwater on runoff modeling. In *Tracers in Hydrology (Proceedings of the Yokohama Symposium)*, IAHS Publ., 215:41-48, 1993.
- Kennedy, V. C., Kendall, C., Zellweger, G. W., Wyerman, T. A., and Avanzino, R. J.,** Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River Basin, California. *J. Hydrol.*, 84:107-140, 1986.
- Maule, P. S., and Stein, J.** Hydrologic flow path definition and partitioning of spring meltwater. *Water Resour. Res.*, 26:2959-2970, 1990.
- McDonnell, J. J., Bonnel, M., Stewart, M. K., and Pearce, A.J.,** Deuterium variations in storm rainfall : implications for stream hydrograph separation. *Water Resour. Res.*, 26:455-458, 1990.
- McDonnell, J. J., and Kendall, C.,** Stable isotopes in catchment hydrology. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 73:260-261, 1992.
- Merlivat, L., and Jouzel, J.,** Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen 18 relationship for precipitation. *J. Geophys. Res.*, 84:5029-5033, 1979.
- Rhode, A.** The origin of stream water traced by oxygen 18. *Ph. D. Thesis, Uppsala University, Dpt. Phys. Geog., Div. Hydrol. Rep. Ser. A., Sweden*, 260 pp, 1987.
- Roche, M. A.,** Comportements hydrologiques comparés et érosion de l'écosystème forestier amazonien à ECEREX en Guyane. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 292:81-114, 1982.
- Sarraïlh, J.M.,** Mise en valeur de l'écosystème guyanais : opération ECEREX. *INRA-CTFT (eds)*, 293 pp, 1990.
- Sklash, M. G., and Farvolden, R. N.-** The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, 43:45-65, 1979.
- Sklash, M. G., and Farvolden, R. N.-** The use of environmental isotopes in the study of high-runoff episodes in streams. In *E. C. Perry Jr and C. W. Montgomery (eds), Isotope Studies of Hydrologic Processes, Northern Illinois University Press, DeKalb, Illinois*, 65-73, 1982.
- Sklash, M. G., Stewart, M. K., and Pearce, A. J.,** Storm runoff generation in humid headwater catchments. (2) A case study of hillslope and low-order stream responses. *Water Resour. Res.*, 22:1273-1282, 1986.
- Van Genuchten, M. T.,** A closed form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 44:892-898, 1980.
- Wels, C., Cornett, R. J., Lazerte, B. D.,** Groundwater and wetland contribution to stream acidification : an isotopic analysis. *Water Resour. Res.*, 26:2993-3003, 1990.
- Wels, C., Cornett, R. J., and Lazerte, B. D.,** Hydrograph separation : a comparison of geochemical and isotopic tracers. *Journal of Hydrology*, 122:253-274, 1991.
- Yurtsever, Y., and Gat, J.R.** Atmospheric Waters. In "Stable Isotope Hydrology : Deuterium and oxygen-18 in the water cycle". *Techn. Reports Series n° 210, IAEA*, 103-142, 1981.