

ÉTUDE DES MÉCANISMES DE L'ÉCOULEMENT SUR UN BASSIN FORESTIER DU MONT-LOZÈRE PENDANT LA PÉRIODE DE RECHARGE POST-ESTIVALE

par Vincent MARC ⁽¹⁾
avec la collaboration de l'UMR 6012 "ESPACE" ⁽²⁾

(1) : Laboratoire d'hydrologie, Université d'Avignon, 33 Rue Louis Pasteur, 84000 AVIGNON.
Mel : vincent.marc@univ-avignon.fr.

(2) : Claude MARTIN et Jean-François DIDON-LESCOT, UMR 6012 "ESPACE" du CNRS, Département de Géographie de l'Université de Nice - Sophia-Antipolis, 98 Boulevard Édouard Herriot, BP 3209, 06204 NICE Cedex 3.

RÉSUMÉ : Les processus de formation des crues ont été étudiés sur un petit bassin versant forestier des Cévennes granitiques à l'aide du traçage chimique et isotopique des eaux. L'étude s'est déroulée pendant l'automne 1996 qui a vu se succéder trois crues d'ampleurs différentes. La reprise de l'écoulement après l'étiage estival est une période opportune pour mettre en évidence l'impact de l'état hydrique des sols sur la réponse du bassin. Un schéma dynamique du comportement hydrologique du bassin est obtenu. L'utilisation conjointe de plusieurs traceurs a révélé la rapidité du transfert de l'eau du versant jusqu'à l'exutoire, ainsi que la prédominance dans l'écoulement d'une eau à faible temps de résidence (épisode pluvieux et pluies précédentes). En conformité avec la forte conductivité hydraulique des sols, l'écoulement de sub-surface est reconnu comme l'un des processus dominant dans la formation des crues. La décomposition des hydrogrammes a montré que l'eau préexistante était la composante principale du débit. Cependant l'augmentation avec le temps de la participation de l'épisode pluvieux souligne le rôle croissant de l'humidification des sols sur la célérité du transfert de l'eau et sur l'expansion des zones contributives. Ainsi le volume écoulé au cours de la dernière crue (13 au 15 octobre) provient pour un tiers de l'épisode pluvieux et pour 50 % de la première pluie de l'automne (19 septembre). Les zones contributives ont atteint 14 % de la surface totale du bassin. Une simulation du comportement isotopique de l'eau dans l'écoulement de sub-surface a été entreprise à l'échelle de la parcelle. Les résultats indiquent que cette eau est marquée par un mélange des fractions successives de l'épisode pluvieux, sans influence d'une eau préexistante potentiellement stockée dans les horizons de surface. Pour cette période de reprise automnale, le fonctionnement du bassin peut être décrit par un système à deux réservoirs, chacun d'eux étant géochimiquement distinct. Le réservoir superficiel reçoit l'épisode pluvieux et s'écoule latéralement et verticalement vers un réservoir sous-jacent contenant l'eau préexistante formée par les pluies précédentes. La contribution d'une eau profonde à long temps de résidence est absente ou négligeable.

MOTS CLÉS : hydrologie, forêt, traçage géochimique, oxygène-18, méditerranéen, décomposition d'hydrogramme.

ABSTRACT : Flood generation processes are studied in a small mountainous Mediterranean catchment using natural chemical and isotopic water tracing. The study takes place during the autumn of 1996 for three successive floods of uneven magnitude. The flow resumption following the summer period is a prime opportunity to establish the impact of the soil moisture status on the catchment response. A dynamic scheme of the catchment behaviour and mechanisms is obtained. The combined use of different tracers highlights the speed of the water transfer from the hillslope to the catchment outlet as well as the predominant contribution of short residence time water (current water and previous rain water). Study results show that subsurface drainage through the soil macroporosity is one of the dominant processes in the formation of streamflow generation. This is in keeping with the soil's high permeability. Hydrograph separations demonstrate that the pre-event water is the major contributor to streamflow. However, with time, a rise in the proportion of direct rainwater is observed, thereby highlighting the impact of the spread of soil saturation on the speed of water transfer and on the expansion of the contributing areas. Thus, for the last flood event (13-15 October), almost a third of the streamwater volume comes from the event rainfall and 50 % from the first autumn rain event (19 September). The contributing area reached 14 % of the total catchment surface. A $\delta^{18}\text{O}$ simulation in shallow subsurface runoff is carried out, at the slope scale, with the use of a simple model. The results

demonstrate that the subsurface runoff came from the mixing of the rain event's successive fractions without involving pre-existent water stored in the upper soil layer. For this autumnal flow resumption, the catchment mechanisms can be explained by a two-reservoir system, each geochemically distinct from the other. One is a surface reservoir primarily containing rainwater and the other is a subsurface reservoir made up of pre-event water from earlier rainfall. The contribution of an underground long residence time water is negligible.

KEY WORDS : hydrology, forest, geochemical tracing, oxygène-18, mediterranean, hydrograph separation.

I - INTRODUCTION

Au cours des trois dernières décennies, l'utilisation des traceurs naturels de l'eau a considérablement enrichi notre perception du fonctionnement hydrologique des bassins versants. Les premières applications ont mis en œuvre des modèles de mélange à deux composantes destinés à séparer une eau nouvelle (eau de pluie) d'une eau préexistante sur le bassin (É. CROUZET *et al.*, 1970 ; W.G. MOOK *et al.*, 1974 ; M.G. SKLASH et R.N. FARVOLDEN, 1979 ; M.M. OBRADOVIC et M.G. SKLASH, 1986 ; C. WELS *et al.*, 1991 ; J.P. JORDAN, 1994). Ces travaux ont montré le rôle prépondérant de l'eau préexistante dans les processus de formation des crues quelles que soient la taille des bassins, leurs caractéristiques géomorphologiques et les conditions climatiques. Des études plus récentes font état de modèles de mélange à trois composantes utilisés pour décomposer les réservoirs d'eaux récentes et préexistantes en eau souterraine, eau du sol et eau de pluie (R.P. HOOPER *et al.*, 1990 ; J.J. Mc DONNEL *et al.*, 1991 ; O.O. OGUNKOYA et A. JENKINS, 1993 ; D.E. BAZEMORE *et al.*, 1994 ; S. HOEG *et al.*, 2000). Déjà évoqué en termes qualitatifs (V.C. KENNEDY, 1971 ; D.E. WALLING et I.D.L. FOSTER, 1975), le rôle de l'eau du sol a été clairement identifié et quantifié dans ces travaux. Les isotopes stables de la molécule d'eau tels que ^2H et ^{18}O constituent des traceurs privilégiés, mais des auteurs ont utilisé la conductivité électrique (A.P. VISOCKY, 1970 ; D.H. PILGRIM *et al.*, 1979) ou certains éléments chimiques tels Cl^- (K.N. ESHLENAM *et al.*, 1993 ; F.W. LEANEY, 1993 ; O. RIBOLZI, 1996 ; (D. GENEREUX et C. PRINGLE, 1997), Mg^{2+} (C. WELS *et al.*, 1991) ou la silice totale (R.P. HOOPER et C.A. SHOEMAKER, 1986 ; M.D. LOÏE-PILOT et C. JUSSERAND, 1990). L'usage conjoint des traceurs chimiques et isotopiques permet de réduire les incertitudes inhérentes à l'utilisation d'un seul marqueur. La présente étude s'insère dans une démarche de ce type.

Trois crues successives ont été suivies au cours de la période de recharge automnale. Les eaux ont été collectées en vue d'un dosage des cations et anions majeurs, du carbone organique dissous, de la silice totale et de l'oxygène-18. L'objectif de cette étude était d'établir un schéma dynamique du fonctionnement hydrologique d'un petit bassin versant montagneux dans un contexte de reprise de l'écoulement. Le début de l'automne a déjà été décrit comme une période critique du point de vue du comportement hydrologique et hydrochimique dans le secteur d'étude (P. DURAND *et al.*, 1993). Les conditions de formation des crues sont alors très particulières, puisque l'écoulement reprend à partir d'un état initial sec. En étudiant une succession d'évènements de crues, il est possible de rendre compte de l'évolution des processus hydrologiques incriminés au regard de la progression de la saturation en eau du milieu. Deux échelles de travail ont été abordées : le bassin versant et la parcelle. En référence au contexte physique, ce travail tente de fournir une explication cohérente du comportement hydrologique du bassin pour la période considérée. À l'échelle de la parcelle, une modélisation simple est proposée pour expliquer la variation du signal isotopique dans l'écoulement de sub-surface sur les versants. Cette approche est une première étape vers une démarche plus systématique d'intégration de l'information issue du traçage dans les modèles hydrologiques (D. GENEREUX et R.P. HOOPER, 1998).

II - SITE D'ÉTUDE

Le terrain d'étude fait partie d'un réseau de bassins versants de recherche situé sur le flanc sud du massif granitique du Mont Lozère (Fig. 1). Les données hydroclimatologiques sont acquises dans ce secteur depuis 1981 (F. LELONG *et al.*, 1990). Le climat est de type méditerranéen avec un fort effet de relief révélé par une température moyenne de $6,9^\circ\text{C}$ (période

1983-1998) et une pluviométrie annuelle moyenne de l'ordre de 2000 mm. La neige représente entre 10 et 40 % des précipitations totales. Le substratum granitique et les caractéristiques pédologiques sont les points communs des 3 bassins versants constitutifs du réseau d'observation initial. Le substratum est un granite calco-alcalin, tendant vers un granodiorite (J. PELLET, 1972). Les sols font partie de la classe des rankers ou des sols brunifiés (C. VANNIER, 1992). Leur épaisseur varie entre

40 et 70 cm. Les horizons de surface (horizons A, jusqu'à 50 cm) ont une texture sableuse à sablo-graveleuse, avec un enracinement abondant. L'horizon de transition, puis l'arène sous-jacente, présentent une texture graveleuse et peu de racines. La capacité de rétention des sols est de l'ordre de 30 %. Les vitesses de filtration mesurées sous pluies simulées, dépassent 50 mm/h et peuvent atteindre plus de 100 mm/h. Elles sont supérieures à l'intensité de la plupart des pluies (C. COSANDEY *et al.*, 1990).

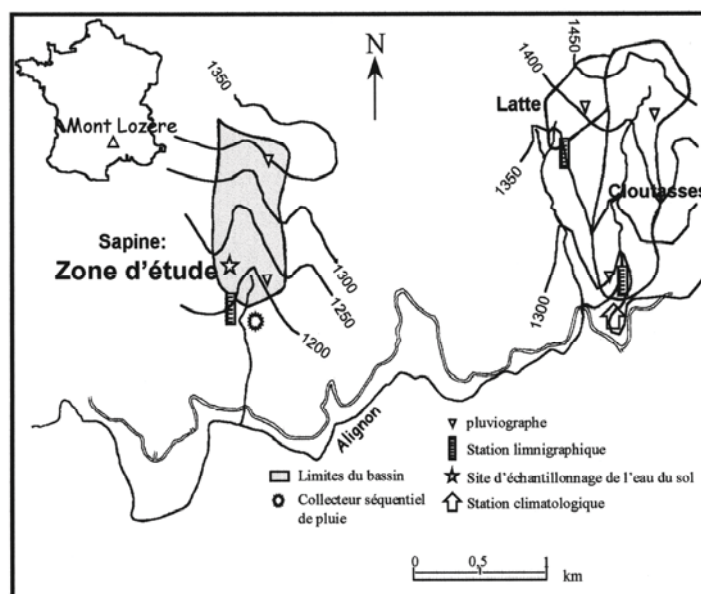


Figure 1 - Situation géographique de la zone d'étude.

Le secteur concerné par la présente étude est un bassin versant de 54 ha d'exposition sud. Les altitudes minimum et maximum sont respectivement de 1160 m et 1395 m. La pente moyenne est de 18 % (C. DUPRAZ, 1984). 80 % de la surface totale est occupée par une hêtraie (*Fagus sylvatica* L.) inexploitée depuis plus de 60 ans.

III - MÉTHODES

Les précipitations sont mesurées à l'aide de deux pluviographes situés dans les parties amont et aval du bassin (Fig. 1). La station hydrométrique dispose d'un seuil bâti doté d'un déversoir triangulaire (angle de 60°) pour le suivi des basses et des moyennes eaux. Les pluies et les niveaux limnimétriques sont enregistrés en continu grâce à des centrales d'acquisition automatique des données. Les mesures

hydrométriques sont effectués en utilisant une sonde à ultrasons immergés. L'équipement est complété par un limnigraphe à flotteur à enregistrement sur papier.

Au cours de l'automne 1996, 250 échantillons d'eau ont été collectés. Cette campagne a concerné des eaux de rivière, de pluie (divisée en plusieurs fractions) et de sub-surface. Les eaux de rivière ont été collectées à l'aide d'un préleveur automatique dans le but de réaliser une analyse isotopique et de la chimie des ions majeurs. L'intervalle entre deux prélèvements était de 30 minutes pendant la phase de montée de crue, de une heure dans la première partie de la décrue, puis de 2 ou 4 heures (selon les événements) pendant la phase de tarissement. À la faveur d'une rupture de pente, l'eau de sub-surface a été échantillonnée à partir d'un tube drainant inséré horizontalement dans le sol à 15 cm sous la surface. Le prélèvement était réalisé dès qu'un écoulement

libre se produisait dans la macro porosité du sol. Les différents évènements pluvieux ont été échantillonnés par fractions de 19,5 mm à l'aide d'un collecteur séquentiel automatique.

Les eaux destinées aux analyses chimiques ont été conservées dans des flacons en polyéthylène. Pour les analyses isotopiques, les eaux ont été conservées dans des flacons en verre teinté. Les eaux de rivière et de sol ont fait l'objet d'une analyse de l'oxygène-18 et d'un dosage des ions majeurs, du carbone organique total et de la silice. Les eaux de pluie ont uniquement subi un dosage de l'oxygène-18. Les cations, les anions et la silice totale ont été dosés respectivement par spectrométrie d'absorption atomique, chromatographie ionique en phase liquide et spectrophotométrie. Le carbone organique total a été mesuré par transformation du COT en CO₂ (oxydation à chaud), après l'élimination du carbone minéral dissous par attaque acide. Les analyses isotopiques ont été effectuées avec un spectromètre de masse Finnigan Delta S. Toutes les valeurs de ¹⁸O sont exprimées en ‰ par rapport à la référence que constitue la teneur moyenne en ¹⁸O de l'eau océanique (SMOW). L'ensemble de ces analyses (chimiques et isotopiques) a été réalisée au laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon.

IV - RÉSULTATS

1) Caractéristiques hydrologiques des crues étudiées

Les évènements étudiés au cours de l'automne 1996 étaient les trois premières crues de l'année hydrologique 1996-97 (Fig. 2). Ces crues ont été d'ampleur modérée et de fréquence

courante (temps de retour de l'ordre de l'année). Les principales caractéristiques hydrologiques de ces évènements sont regroupées dans le tableau I. Le volume total de chaque crue a été calculé entre le début de la courbe de concentration et le point de tarissement identifié sur un graphique $\log Q = f(t)$.

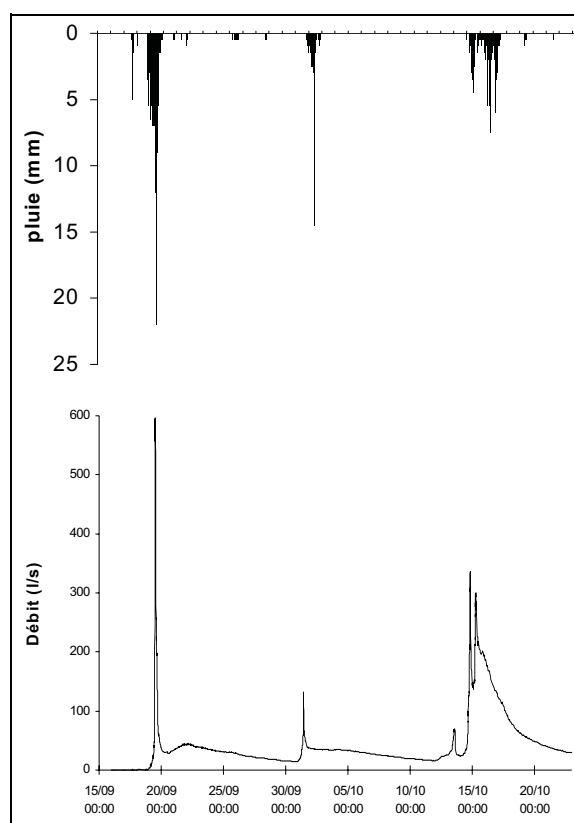


Figure 2 - Hydrogrammes des trois crues successives de l'automne 1996.

Tableau I - Caractéristiques hydrologiques principales des crues de l'automne 1996.

	19 Septembre	1 ^{er} Octobre	14 Octobre
P (mm)	252	71,7	165
I max. (mm/h)	38 (11h-12h)	20 (8h30-9h30)	12,5 (18h-19h)
I moy. (mm/h)	9	4,2	2,9
L (mm)	14,9	4,7	109
Q _i max, (l/s)	597	131	336
Rapport L/P	0,06	0,065	0,66

P : précipitations. I max : intensité maximale de la pluie en une heure. I moy. : intensité moyenne de la pluie. L : lame d'eau écoulee pendant la crue. Q_i max : débit instantané de pointe de crue.

La première pluie de l'année hydrologique s'est produite entre le 17 et le 22 septembre. La lame totale précipitée a été de 250 mm environ avec une valeur de 209 mm pour la seule journée du 19. En dépit de cet important abat d'eau, la réponse du bassin a été de faible ampleur (petite valeur L/P) en raison du déficit hydrique dans les sols à la sortie de l'été. On note cependant l'existence d'un débit maximum élevé, synchrone avec le pic d'intensité pluviométrique. Cette situation témoigne d'un mécanisme de transfert rapide de l'eau vers l'exutoire. Après la fin de la décrue, l'accroissement que subit le débit du ruisseau met en évidence l'intervention de circulations lentes des eaux sur les versants (Fig. 2).

Le deuxième évènement pluvieux (1^{er} octobre), de volume plus faible et d'intensité moindre que le précédent, a eu pour conséquence une réponse du ruisseau très modérée. Le volume total écoulé a atteint seulement 6 % de la lame totale précipitée. Cette faible productivité hydrologique s'explique en grande partie par les spécificités de l'évènement pluvieux (volume et intensité) qui ont plutôt favorisé les processus d'interception et de rétention de l'eau dans le sol. Après la crue, le soutien relativement fort du débit traduit la recharge progressive du bassin (Fig. 2).

La dernière pluie a une structure plus complexe avec trois pics d'intensité individualisés. La lame totale est assez importante (165 mm), mais on relève une valeur faible d'intensité (Imoy de 3 mm/h environ). Ce long épisode pluvieux contribue à achever la saturation du milieu et induit alors un fort écoulement. Avec un coefficient d'écoulement de 66 %, ce dernier évènement pourrait être considéré comme un représentant des grandes crues régionales, dites cévenoles.

2) Origine des écoulements

a) Approche qualitative par les traceurs chimiques

Sur le site du Mont Lozère, plusieurs auteurs ont déjà décrit dans le détail les modalités d'acquisition de la charge chimique de l'eau entre la pluie et l'écoulement aux exutoires des bassins (B. WEDRAOGO-DUMAZET, 1983 ; P. DURAND, 1989 ; J.F. DIDON-LESCOT, 1996). Sur la hêtraie, la minéralisation totale (en mol/l) de l'eau de pluie sous couvert est augmentée d'un facteur 1,2 à 1,3 par rapport à la pluie brute. La

pluie au sol est assez peu enrichie en Ca^{2+} , Na^+ , SO_4^{2-} , et Cl^- , les taux de concentration n'excédant pas 1,3. À l'inverse, les taux d'enrichissement en Mg^{2+} et K^+ atteignent respectivement 1,7 et 1,9. Pour ces deux éléments, l'exsudation et le lessivage des feuilles sont les principaux facteurs contrôlant la minéralisation. La concentration en K^+ de l'eau d'égouttement est ainsi plus élevée en période d'activité biologique, contrairement aux autres éléments qui montrent de faibles variations saisonnières (P. DURAND, 1989 ; J.F. DIDON-LESCOT, 1996). P. DURAND (1989) remarque également que l'eau d'égouttement est enrichie en silice avec une concentration pouvant atteindre 0,5 mg/l de SiO_2 .

Le suivi de la chimie de l'eau du sol a montré que l'eau libre (eau de sub-surface) avait une minéralisation souvent proche de celle de l'eau de pluie sous couvert. Les concentrations relevées sont plus faibles que celles mesurées à l'exutoire du bassin en période de basses eaux. Pour leur part, les teneurs en K^+ et en silice varient sensiblement entre l'eau de pluie sous forêt et l'eau du sol (P. DURAND, 1989). La concentration en K^+ décroît de 1,4 mg/l dans l'eau d'égouttement à 0,4 mg/l dans l'eau d'écoulement de sub-surface. Cette dernière valeur reste cependant bien supérieure à celle relevée dans l'eau du ruisseau en basses eaux (0,1 à 0,2 mg/l). Pour la silice, les concentrations passent de 0,5 mg/l dans la pluie sous couvert à 1,2 mg/l dans l'eau mobile du sol. En basses eaux, les eaux du ruisseaux à l'exutoire atteignent 3 mg/l. De nombreux auteurs ont décrit les différentes phases d'enrichissement de l'eau du sol en silice. Après une acquisition importante et rapide, la cinétique de concentration de l'eau dépend principalement du temps de contact avec les minéraux silicatés (C. MARTIN, 1986 ; V.C. KENNEDY *et al.*, 1986). À partir de ce moment, les réactions d'équilibres sont très lentes et la concentration en silice de l'eau du sol varie peu avec le temps. Dans l'eau du ruisseau en période de crue, la teneur en silice résulte d'un mélange entre une eau récente, dont la concentration est faible mais varie vite, et une eau préexistante, dont la concentration est plus élevée et constante. Ces propriétés chimiques et cinétiques ont fait de la silice un traceur fréquemment utilisé en association avec des traceurs conservatifs (tel l'oxygène-18), pour la séparation des hydrogrammes de crue.

Les crues de l'automne 1996 ont toutes été marquées par une dilution en Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} et silice (Fig. 3, 4 et 5). Dans le cas du premier

évènement, la dilution est très nette pour tous les éléments. Le rôle important joué par les eaux d'écoulement de surface et de sub-surface est révélé par les comportements de Cl^- et SO_4^{2-} , dont les concentrations sont identiques dans l'eau du ruisseau et dans l'eau libre du sol. Au moment du pic de crue, les concentrations du Na^+ et de la silice sont semblables dans les deux types d'eaux. Il s'agit là d'une indication claire de la contribution importante d'une eau récente. Pour les crues suivantes, le degré de dilution est plus faible, même dans le cas de la silice. Ce phénomène témoigne de la participation d'une eau préexistante, plus concentrée.

En revanche, les eaux du ruisseau sont marquées par un accroissement des concentrations du carbone organique dissous et du K^+ au moment des pics de crue (Fig. 3, 4 et 5). Alors que l'activité biologique est toujours intense

pendant la période d'étude, cet accroissement de la minéralisation dans la rivière souligne l'impact des mécanismes d'enrichissement par contact avec la végétation puis dans le sol. Cet effet est détecté en dépit de la célérité des processus chimique et biologique tendant à réduire la charge en COD et K^+ des eaux durant leur transfert jusqu'à l'exutoire. Cela témoigne du transfert très rapide des eaux jusque dans le réseau hydrographique.

Il n'a pas été observé de ruissellement généralisé au cours de chacune de ces crues. L'écoulement se produit donc essentiellement dans la macro porosité du sol sous la forme d'un flux de sub-surface. Dans le cas de la première crue, la composante principale est l'eau de pluie, tandis qu'un mélange avec une eau préexistante est à envisager pour les évènements suivants.

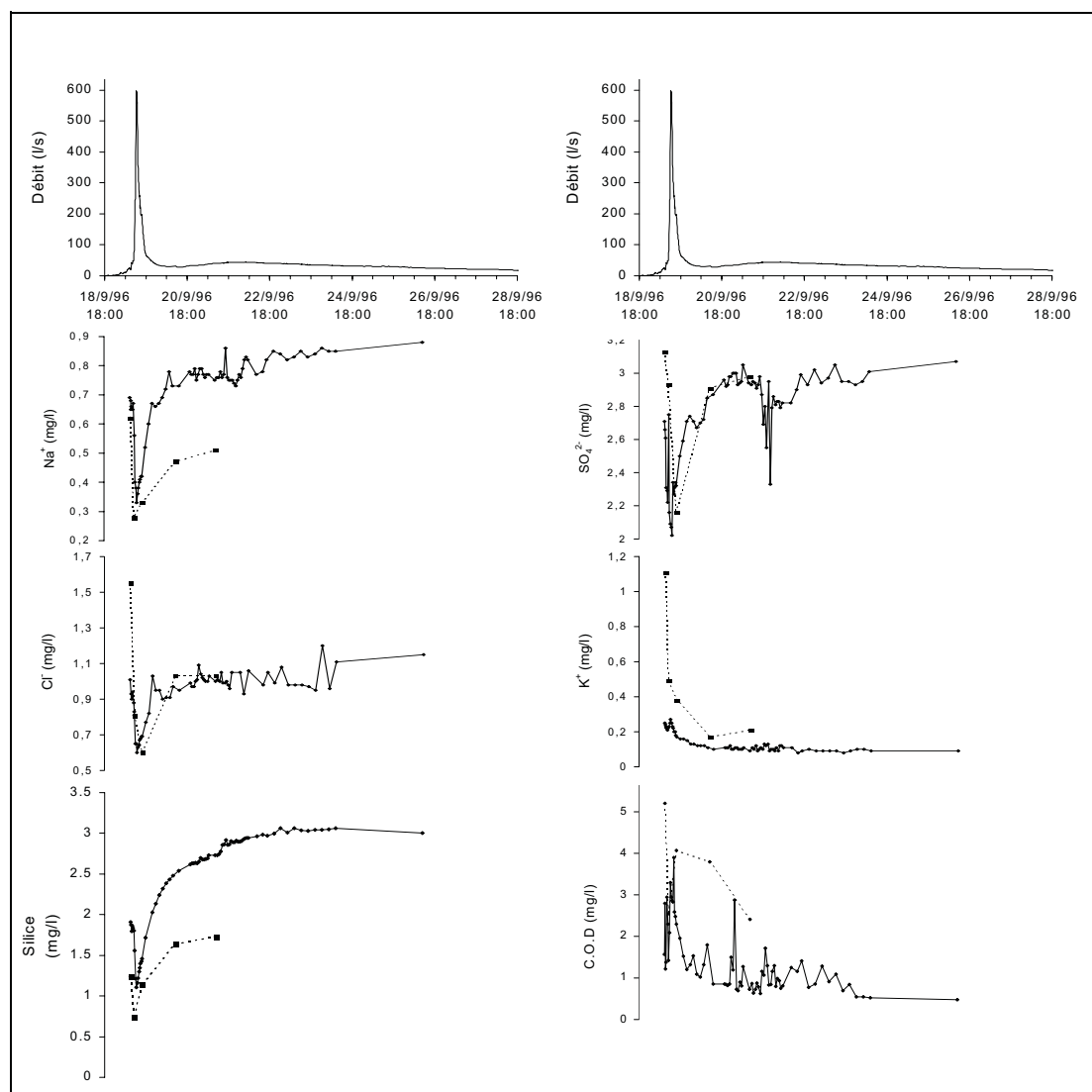


Figure 3 - Évolution des principaux éléments chimiques dans le ruisseau (ligne continue) et dans l'eau du sol (tirets) au cours de la crue du 19 septembre.

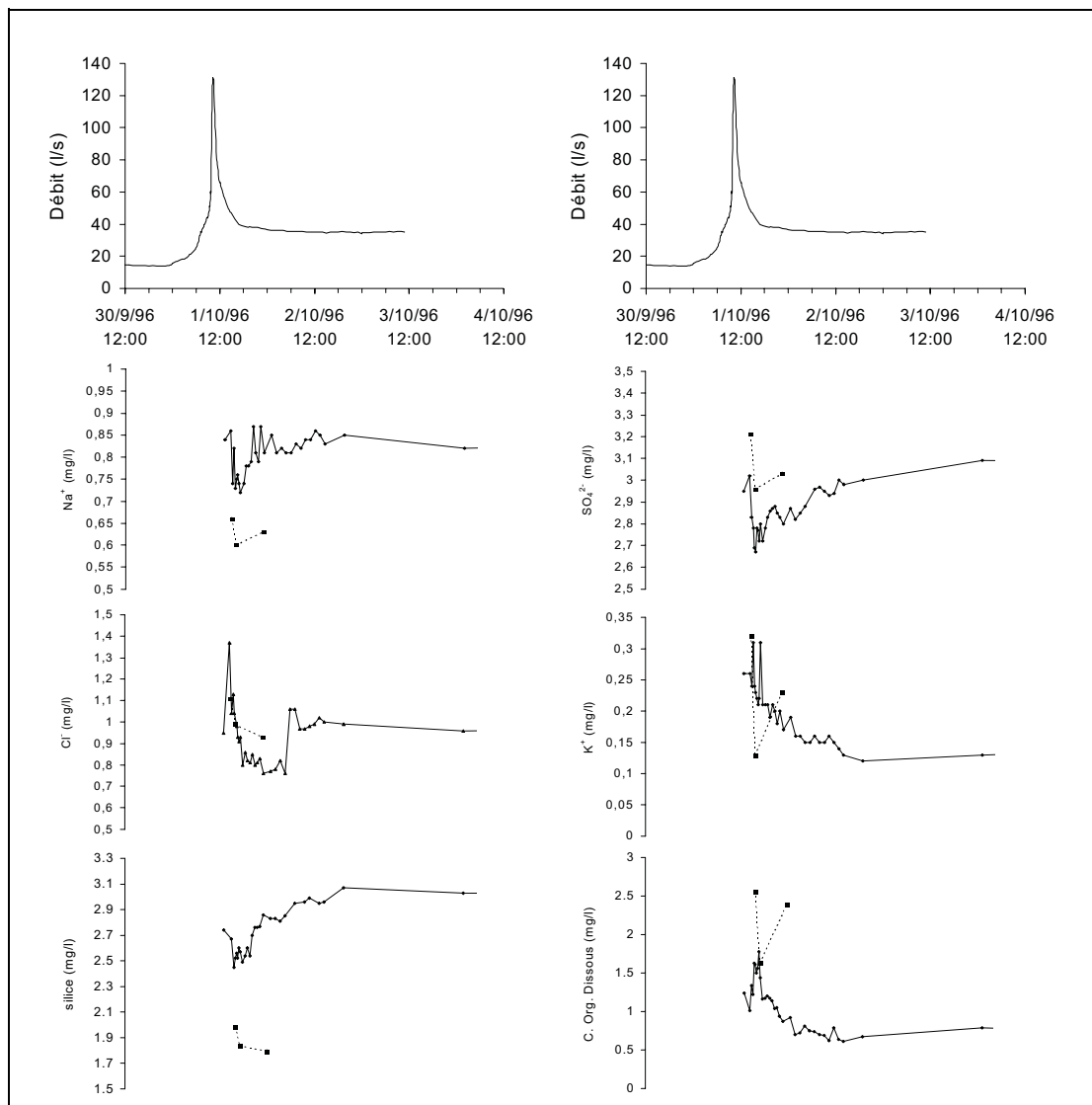


Figure 4 - Évolution des principaux éléments chimiques dans le ruisseau (ligne continue) et dans l'eau du sol (tirets) au cours de la crue du 1^{er} octobre.

b) Décomposition des hydrogrammes de crues

- Utilisation du $\delta^{18}\text{O}$

Pour chaque crue, le $\delta^{18}\text{O}$ moyen pondéré de l'eau d'écoulement a été comparé au signal entrée. Celui-ci a été considéré de deux manières : le $\delta^{18}\text{O}$ de la pluie de l'événement et celui moyen du cumul des pluies depuis le début de la reprise des écoulements.

Le tableau II regroupe les résultats pour les trois événements. Dans le cas de la première crue de l'année en septembre, le signal isotopique moyen de l'écoulement est identique à celui de la pluie du 19 septembre. Cette situation traduit une participation quasi unique de la pluie de l'événement. Pour les crues suivantes, les mécanismes sont très différents, puisque la valeur du $\delta^{18}\text{O}$ moyen de l'écoulement est, à chaque fois, fort éloigné de celui de la pluie. En

revanche, le signal isotopique moyen de l'eau d'écoulement est très proche du $\delta^{18}\text{O}$ moyen pondéré des pluies calculé pas à pas depuis le début de la reprise automnale (Tab. II et Fig. 6). Ainsi le volume total de l'eau écoulee au cours de chacune de ces deux crues peut être entièrement expliqué par un mélange entre la pluie de l'événement considéré et les pluies antérieures. Ces dernières constituent un réservoir "eau préexistante" caractérisé par un faible temps de résidence des eaux. Selon cette analyse, il n'y a pas de contribution significative d'une eau souterraine plus profonde et plus ancienne.

- Utilisation de la silice

Cet élément peut être assimilé à un traceur conservatif si on peut faire l'hypothèse que deux eaux avec des temps de résidence très différents sont en présence. L'eau d'écoulement à l'exutoire est alors supposée résulter du mélange entre une

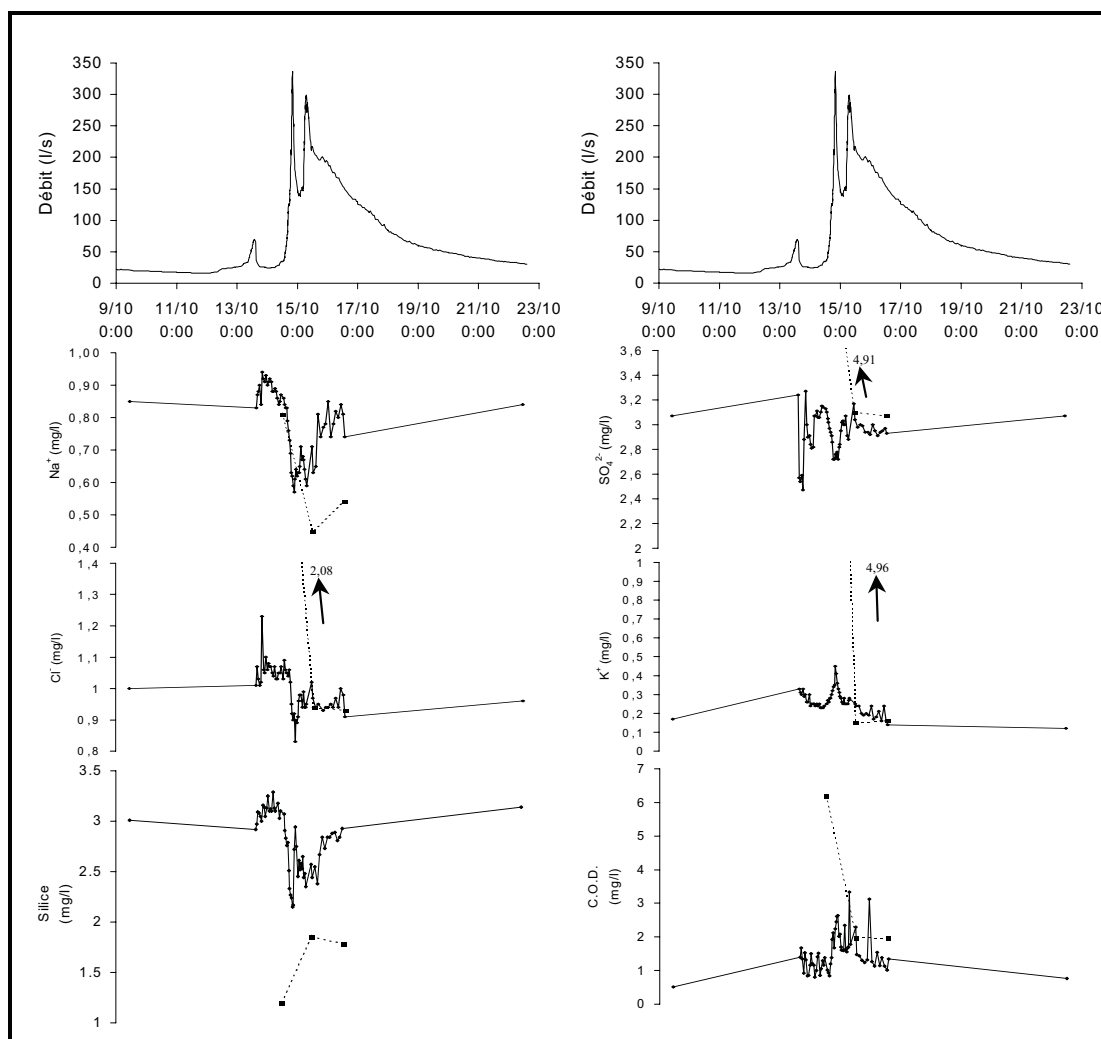


Figure 5 - Évolution des principaux éléments chimiques dans le ruisseau (ligne continue) et dans l'eau du sol (tirets) au cours de la crue du 13 au 15 octobre.

Tableau II - Comparaison entre le $\delta^{18}\text{O}$ des pluies (événements et moyennes pondérées) et le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de l'écoulement (valeurs exprimées en ‰).

	pluie $\delta^{18}\text{O}$	ruisseau $\delta^{18}\text{O}$	Pluies cumulées $\delta^{18}\text{O}$
Crue du 19 / 09	-9,38	-9,35	-9,38
Crue du 01/10	-5,02	-8,34	-8,40
Crue du 13 au15 /10	-7,39	-8,05	-8,07

eau récente à faible teneur en silice et une eau préexistante plus concentrée. La composante récente est constituée de l'eau de sub-surface dont la concentration en silice, qui varie avec le temps, est issue du lessivage de la canopée puis du premier contact avec la matrice du sol. Cette eau de sub-surface a été collectée sur un versant et on fait l'hypothèse que la concentration en silice de cette eau varie linéairement entre les temps d'échantillonnage. La décomposition est alors réalisée avec les équations suivantes :

$$Q_T = Q_{\text{récent}} + Q_{\text{préexistant}}$$

$$Q_T C_T = Q_{\text{récent}} C_{\text{récent}} + Q_{\text{préexistant}} C_{\text{préexistant}}$$

avec : Q, le débit et C, la concentration en silice ; $C_{\text{préexistant}}$, la concentration d'équilibre de l'eau mesurée dans le ruisseau avant la crue ou en période de basses eaux. Cette concentration est de 3 mg/l.

Les résultats sont portés sur la figure 7.

Le premier événement se produit après la sécheresse estivale. La teneur en eau des sols et les réserves hydrologiques du bassin sont à leur

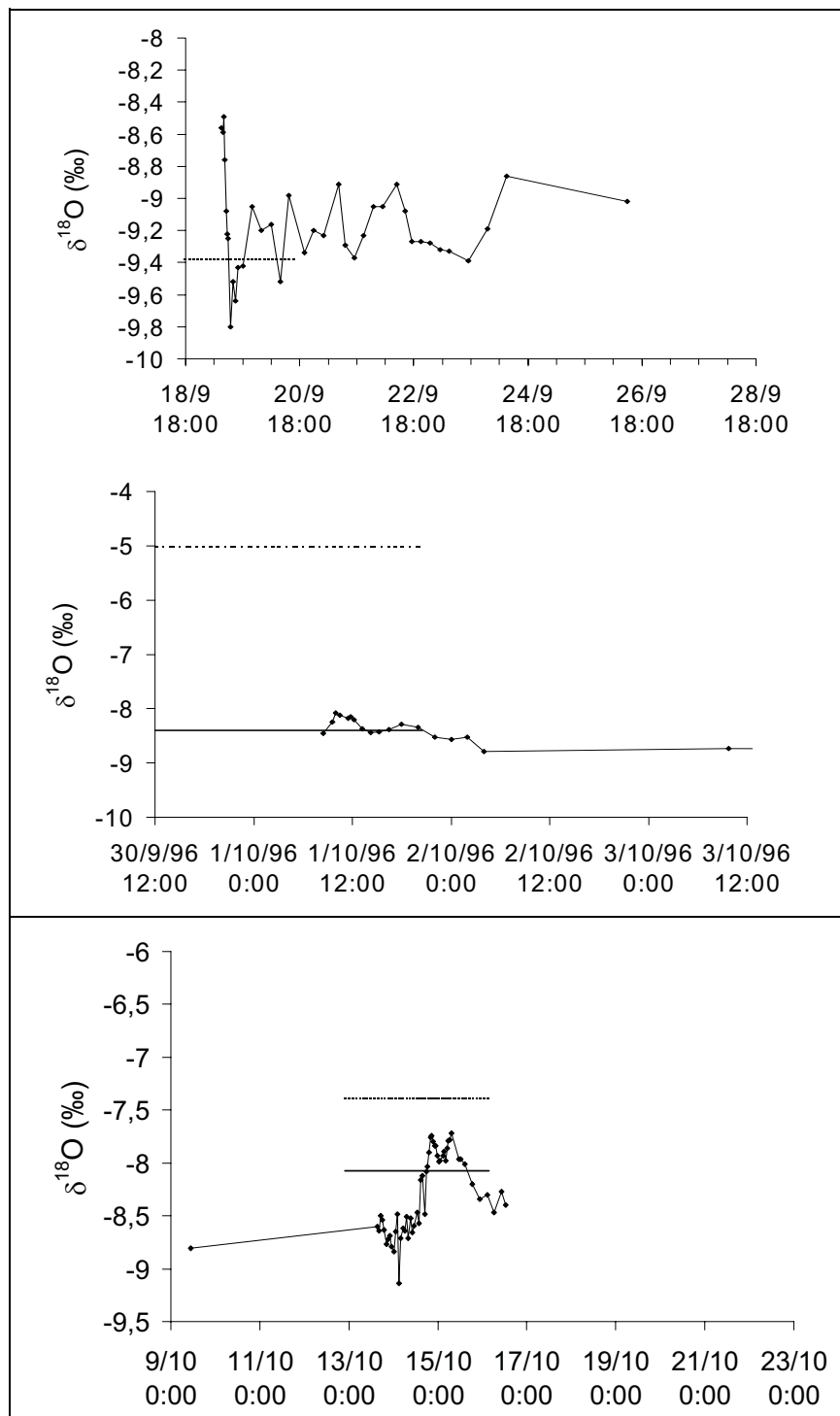


Figure 6 - Comparaison du $\delta^{18}\text{O}$ dans la pluie (épisode pluvieux et moyenne pondérée de toutes les pluies précédentes) avec celui de l'eau du ruisseau au cours des trois crues étudiées.

niveau le plus bas (début avant la crue : 0,3 l/s). L'absence de réserve préexistante significative implique que la première crue de la reprise doit être caractérisée par une contribution largement majoritaire de la pluie. Les traceurs chimiques et l'oxygène-18 ont montré précédemment la contribution d'une seule composante principale "eau récente" au débit de la crue du 19

septembre. Néanmoins, le chemogramme indique une augmentation de la concentration en silice pendant la décrue jusqu'à une valeur sensiblement plus élevée que celle mesurée dans l'eau de sub-surface (Fig. 3). Ce phénomène pourrait révéler la participation d'une eau ancienne pendant la phase de récession de la crue.

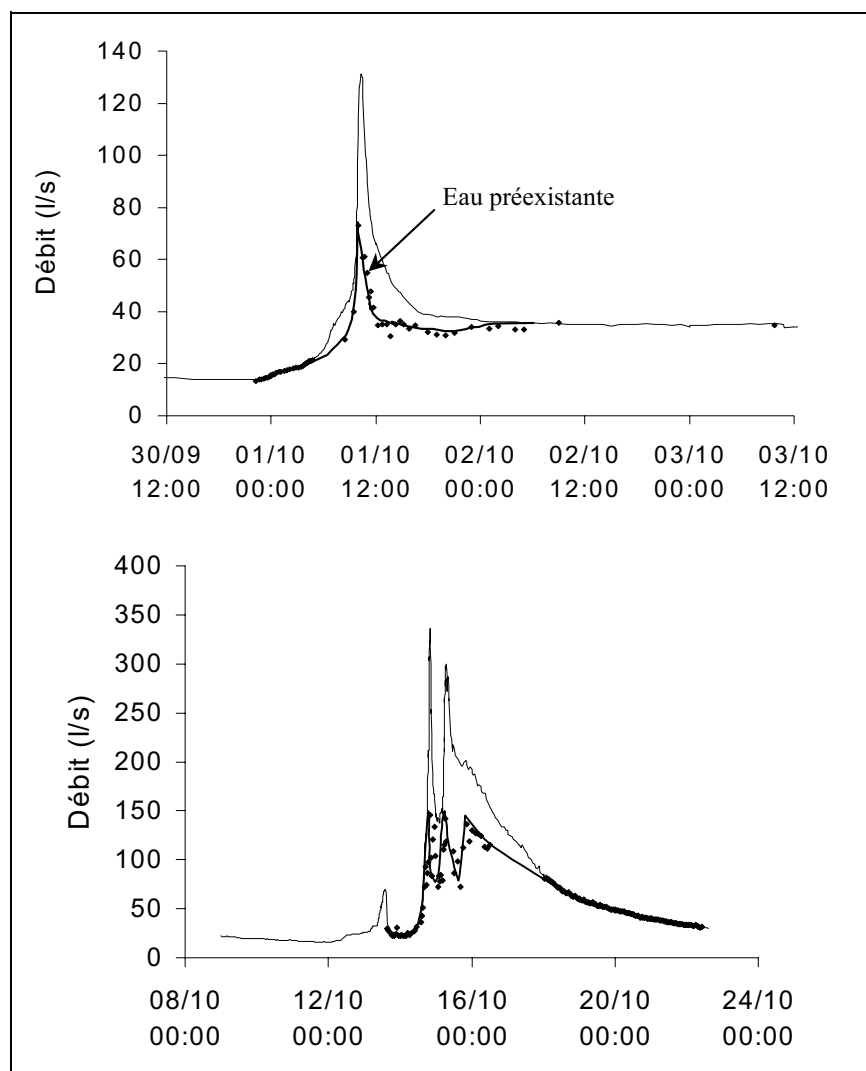


Figure 7 - Décomposition des hydrogrammes de crues avec la silice.

Pour les deux crues suivantes, la décomposition des hydrogrammes montre que le volume d'eau préexistante constitue la majeure partie du volume total de la crue (rapport $L_{\text{pluie}}/L_{\text{crue}}$). Les proportions de participation de l'eau préexistante doivent être considérées comme des valeurs maximales. En effet, comme nous l'avons évoqué précédemment, l'enrichissement rapide de la pluie en silice sur le bassin peut aboutir à l'acquisition d'une teneur proche de l'équilibre au cours de la décrue. Dans ce cas, l'application des équations de mélange mène à une sous estimation de la part de l'eau récente. Néanmoins, le tableau III révèle que les contributions calculées avec $\delta^{18}\text{O}$ et la silice sont très proches. Ce résultat montre que l'on peut négliger le problème de la sous-estimation de la pluie lorsqu'on utilise la silice, probablement parce que l'altération du signal se produit en phase de décrue où le volume d'eau concerné est faible au regard du volume total. D'un point de vue quantitatif, l'eau préexistante représente

toujours la composante principale, même si sa proportion est différente d'une crue à l'autre. Selon le traceur isotopique, 80 % du volume de la crue du 1^{er} octobre provient de la pluie précédente (19 septembre). Pour la crue du 13 octobre, la contribution de la pluie du 19 septembre est de 50 % et celle du 1^{er} octobre de 15 %.

3) Processus d'écoulement à l'échelle de la parcelle

Au cours de chacune des trois crues étudiées, l'eau d'écoulement de sub-surface a été échantillonnée manuellement aussi souvent que possible (3 à 4 prélèvements à chaque crue). L'approche quantitative de la relation pluie-écoulement avec le $\delta^{18}\text{O}$ requiert une connaissance précise de la variation temporelle du signal entrée. Dans ce but, il est recommandé de prélever la pluie à l'aide d'un collecteur

Tableau III - Contribution de l'épisode pluvieux au cours des trois crues successives étudiées.

	19 septembre	01 octobre	13 octobre
% pluie ($\delta^{18}\text{O}$)	100	22	33
% pluie (silice)	-	21,2	33,2

séquentiel capable de séparer l'épisode en n fractions (J.J. Mc DONNELL *et al.*, 1990). Un dysfonctionnement de ce système de collecte a empêché d'obtenir une information fiable pour la première pluie du 19 septembre. Dans le cas des pluies suivantes, on observe une bonne concordance entre l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ dans la pluie et la variation isotopique dans l'eau de sub-surface (Fig. 8). Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ dans l'écoulement et dans la pluie de l'épisode sont toujours du même ordre de grandeur. En revanche, les eaux de sub-surface ont des teneurs isotopiques sensiblement différentes de celles des pluies précédentes (eaux stockées dans les horizons superficiels du sol). La variation du $\delta^{18}\text{O}$ des eaux de sub-surface s'explique donc par des processus de stockage et de mélange des fractions successives de la pluie sans contribution significative des pluies précédentes (eau préexistante). Pour valider cette hypothèse, nous avons tenté de simuler le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de sub-surface à partir des caractéristiques isotopiques des fractions de pluie en utilisant une approche conceptuelle simple. Le sol est représenté par un réservoir unique dont le débit de vidange est obtenu de la façon suivante :

$$Q(t) = -dV/dt$$

et

$$Q(t) = \beta[V(t)]^\alpha$$

avec $Q(t)$, le débit et $V(t)$, le niveau du réservoir.

Lors du développement du modèle GR4J, la sensibilité de cette loi de vidange a été testée à partir d'un échantillon de 120 bassins versants compris entre 1,5 km² et 3750 km² (EDIJATNO, 1991). Dans ce travail, les meilleurs résultats ont été obtenus avec un coefficient α de 5. Cette valeur a été retenue pour le calcul du débit de sortie de notre réservoir.

L'intégration de $Q_t = -dV/dt$ permet d'obtenir l'expression de la variation du niveau dans le réservoir sur le pas de temps Δt :

$$[1/(V(t))^\alpha] - [1/(V(t-1))^\alpha] = 1/B^\alpha \Delta t$$

$$\text{avec } 1/B^\alpha = \alpha \beta \Delta t.$$

À chaque pas de temps, le réservoir reçoit un volume P de pluie. Les pertes par évapotranspiration sont ignorées. Le niveau dans le réservoir est donné par l'expression :

$$V(t) = P(\Delta t) + [(V(t-1))^\alpha + B^\alpha]^{-1/\alpha}.$$

Ce modèle a été appliqué avec un pas de temps de 1/2 heure. Le volume de l'eau préexistant dans le réservoir est supposé négligeable ($V(t_0) = 0$). Pour le calcul du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau dans le réservoir, on suppose un mélange complet entre $P(\Delta t)$, la fraction de pluie, et le volume du réservoir à $t-1$ [$V(t-1)$], ce qui se traduit comme suit :

$$\delta^{18}\text{O}_{V(t)} = \frac{[\delta^{18}\text{O}_{P(\Delta t)} \times P(\Delta t)] + [\delta^{18}\text{O}_{V(t-1)} \times V(t-1)]}{[V(t-1) + P(\Delta t)]}.$$

Le paramètre B rend compte de l'état hydrique puisqu'il fixe le niveau maximum que le réservoir peut atteindre sur la période Δt . Il contrôle également la vitesse de drainage. Plus B prend une forte valeur, moins le réservoir se vidange rapidement. Pour chacune des deux crues, ce paramètre a été ajusté de façon à reconstituer au plus près la variation observée du $\delta^{18}\text{O}$. Les figures 9a et 9b montrent les résultats obtenus. Les valeurs simulées et observées s'accordent bien avec un B de 8 mm dans le cas de la crue du 1^{er} octobre et de 40 mm, pour celle du 13 octobre.

En comparaison de l'épisode du 19 septembre, la crue du 1^{er} octobre est consécutive à une pluie de courte durée (17 h) et de faible volume (72 mm). Elle se produit donc alors que le sol est encore loin de sa saturation maximale. En conséquence, on obtient une valeur optimisée de B relativement faible qui implique un remplissage incomplet du sol et un rapide ressuyage. Une des valeurs observées, mal reconstituée par le modèle, montre que les hypothèses formulées au départ ne sont pas toujours acceptables. Dans ce cas, il est montré que la pluie peut parvenir à l'exutoire du système beaucoup plus vite que prévu lorsque l'intensité est forte. Ce mécanisme est réaliste si on considère la valeur très élevée de l'intensité maximale observée au cours de cet épisode. (29 mm/h sur une demi-heure).

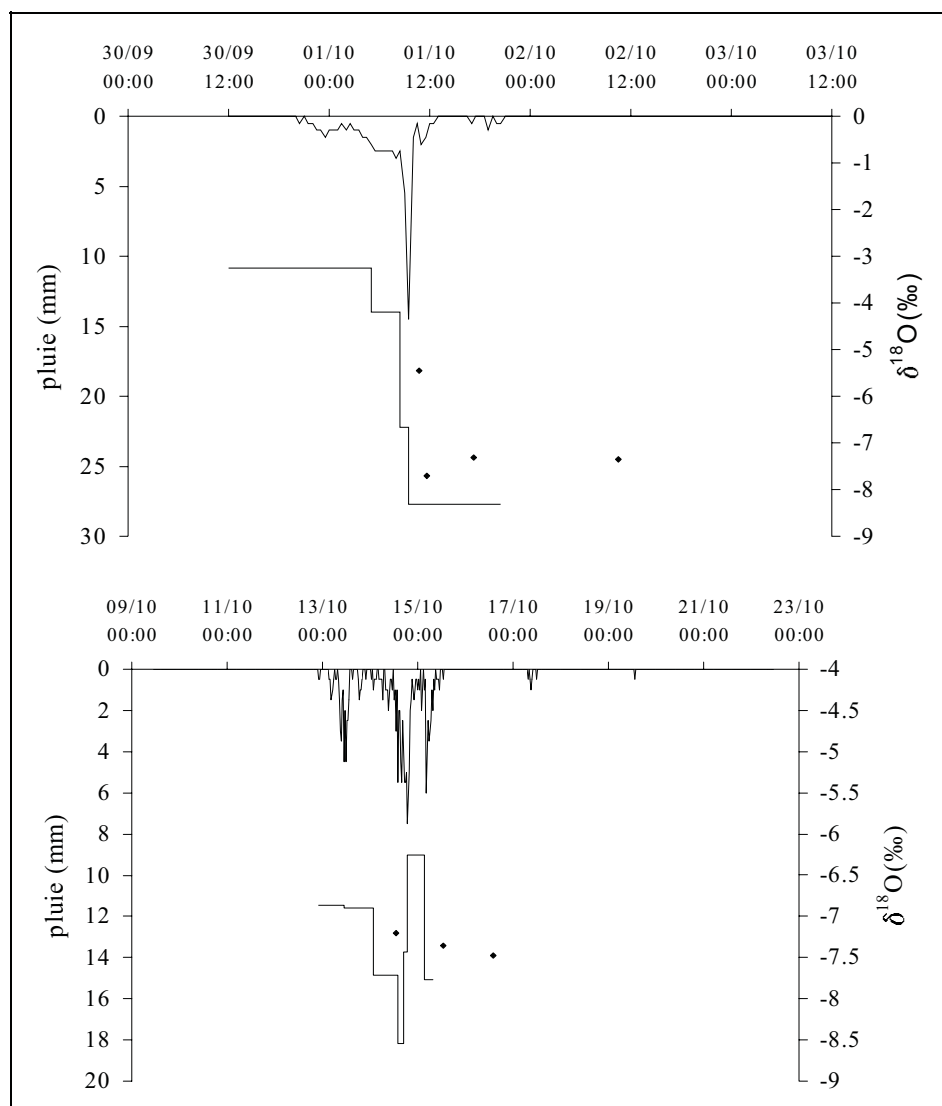


Figure 8 - Relation entre la variation du signal isotopique dans la pluie et celle dans l'eau du sol pour les évènements du 1^{er} octobre et du 13 au 15 octobre.

La plus forte valeur de B obtenue pour l'épisode du 13 octobre révèle une meilleure saturation hydrique du milieu (ou un accroissement de l'aire drainée) et un drainage plus lent. Ce phénomène s'explique par une pluie plus abondante (165 mm) et de plus longue durée (57 h). Le réservoir a atteint un volume maximum de 40 mm environ. En prenant des valeurs réalistes de porosité totale (40 %) et d'épaisseur de l'horizon de surface (10 cm), cette valeur correspond à une saturation complète du sol. Ces conditions pourraient expliquer la productivité hydrologique élevée du bassin au cours de cette crue et la plus forte contribution au débit de la pluie de l'épisode.

Cette approche, dans laquelle on néglige la percolation au bénéfice du transfert latéral, ne permet pas d'apporter des conclusions définitives sur les processus d'écoulement à l'échelle

d'observation adopté. Elle met néanmoins en évidence l'impact majeur de l'épisode pluvieux. Les variations isotopiques dans l'eau de sub-surface sont expliquées par le mélange des fractions successives de la pluie. L'eau préexistante dans le sol constitue alors une fraction négligeable de cet écoulement.

V - DISCUSSION

1) Le rôle de l'eau souterraine profonde

Pour la période d'étude, l'analyse précédente a montré que le débit à l'exutoire du bassin était dominé par la contribution de l'eau préexistante. Ce résultat est en accord avec les précédentes tentatives de décomposition d'un hydrogramme de crue d'été réalisées avec $\delta^{18}\text{O}$ et la silice

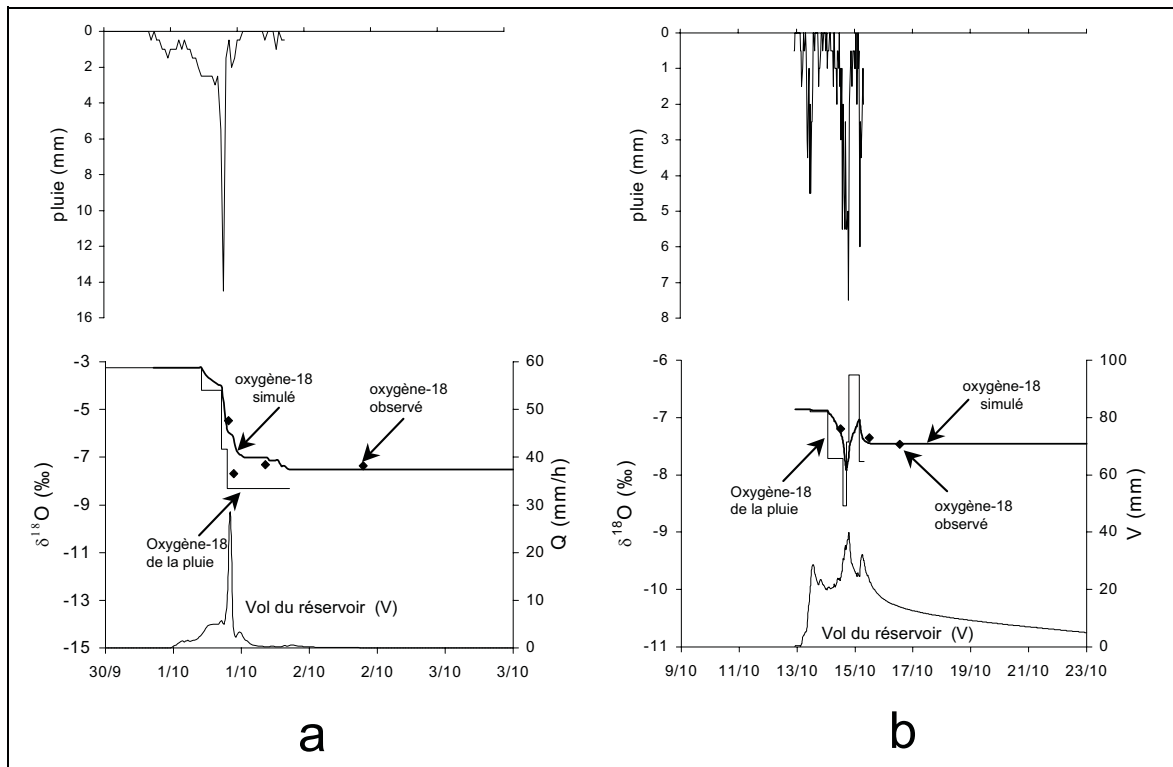


Figure 9 - Comparaison entre les $\delta^{18}\text{O}$ observés et simulés dans l'eau du sol à partir d'un simple modèle de mélange utilisant les fractions successives de pluie.

(P. DURAND *et al.*, 1993). Lorsque l'on examine conjointement les données de terrain (observations et mesures *in situ*, propriétés géomorphologiques du bassin) et les informations apportées par les traceurs chimiques et isotopiques, il semble qu'une part mineure de cette eau préexistante doit être attribuée à l'eau souterraine profonde. Le cas de la crue du 19 septembre semble néanmoins réfuter cette analyse. En effet, les fortes concentrations en silice observées au cours de la phase de récession pourraient rendre compte de la contribution d'une eau profonde. Cependant, si tel était le cas, celle-ci resterait mineure à l'échelle de la crue dans son ensemble. D'autre part, cette hypothèse n'est pas compatible avec l'extrême variabilité du signal isotopique mesuré à l'exutoire (Fig. 6). Ces fluctuations sont plutôt attribuées à la variation naturelle du $\delta^{18}\text{O}$ au sein de l'épisode pluvieux.

2) Approche conceptuelle des processus d'écoulement

Les traceurs chimiques et isotopiques ont révélé la rapidité du transfert de l'eau sur le bassin et les observations de terrain ont montré l'importance des écoulements de sub-surface dans la formation des crues. Bien que couramment évoquée, la remontée rapide du niveau de la

nappe à proximité du drain n'est pas la seule explication du rôle majeur de l'eau préexistante dans les crues. Des données hydrométriques et isotopiques ont déjà montré comment l'eau préexistante pouvait rapidement être mise en mouvement au sein d'écoulements de sub-surface dans la macroporosité du sol (J.J. Mc DONNELL, 1990). À partir de la connaissance précise du signal entrée, un modèle simple a été utilisé pour restituer la variation isotopique observée dans les eaux de sub-surface. En soulignant le rôle dominant de l'évènement pluvieux, cette approche conceptuelle aboutit à une vision cohérente des conditions de mélange et d'écoulement dans la partie superficielle du sol.

À la lumière de ces résultats, il apparaît que le fonctionnement hydrologique du bassin en période de recharge peut être schématisé sur la base d'un système à deux réservoirs géochimiquement distincts : un réservoir superficiel à drainage rapide recevant l'eau de pluie et un réservoir sous-jacent composé des pluies précédentes (eaux préexistantes). Cette représentation est à relier avec le contexte physique : sol peu épais surmontant une arène peu développée, elle même couvrant un substratum granitique homogène. Le réservoir de surface correspond à la couche organique tandis que le second réservoir représente le sol minéral

et l'arène. La zone saturée (substratum fracturé) constitue probablement un troisième réservoir plus profond qui n'a pas participé à l'écoulement pendant la période d'étude. L'étape suivante consisterait à concevoir un modèle hydrologique dont la structure serait déduite de l'approche précédente. La structure du modèle étant issue des données et observations, les paramètres pourraient être identifiés et les interactions entre paramètres minimisées. Le développement de tels modèles, basés sur les débits observés, les informations de terrain et les données isotopiques (et chimiques), est une phase essentielle pour aboutir à une perception plus quantitative de ces mécanismes. Cette démarche a déjà été engagée par les biogéochimistes, puis par les hydrologues dans différents contextes (N. CHRISTOPHERSEN *et al.*, 1982 ; C.J. BARNES *et al.*, 1997 ; S. UHLENBROOK et C. LEIBUNDGUT, 1999).

VI - CONCLUSION

Le traçage chimique et isotopique de trois crues successives au cours de l'automne 1996 a permis de préciser les conditions de transfert de l'eau sur un bassin versant montagneux des Cévennes granitiques. Cette étude montre que les seules composantes du débit sont la pluie de l'évènement et les précipitations précédentes qui constituent l'eau préexistante. La contribution au débit de l'eau souterraine profonde est absente ou négligeable. Pour les crues du 19 septembre, du 1^{er} octobre et du 13 octobre, la participation de l'épisode pluvieux a été respectivement de 100 %, 20 % et 30 %. Au cours de cette période particulière de recharge automnale, l'écoulement de sub-surface a été identifié comme l'un des processus principaux dans la formation des crues.

L'écoulement de sub-surface a déjà été reconnu comme un mécanisme hydrodynamique majeur sur les bassins en pelouse et dans les forêts humides. La présente étude montre que de tels processus peuvent également être observés sur des bassins forts différents du point de vue du climat, du relief et de l'occupation du sol.

Remerciements : Ce travail a été réalisé dans le cadre du projet FOREX : "Impact of forestry and silvicultural practices upon extreme flows of river", financé par la communauté européenne.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BARNES C.J., SHORT D.L. et BONELL M. (1997) - Modelling water, nutrient and sediment fluxes using catchment-scale parameters. *In : Assembly of the IAHS (Rabat, Maroc)*, IAHS Publ., A. COUDRAIN-RIBSTEIN et N.E. PETERS édit., p. 195-205.
- BAZEMORE D.E., ESHLEMAN K.N. et HOLLENBECK K.J. (1994) - The role of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment: synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. *J. Hydrol.*, vol. 162, p. 47-75.
- CHRISTOPHERSEN N., SEIP H.M. et WRIGH R.F. (1982) - A model for streamwater chemistry at Birkenes, Norway. *Wat. Resour. Res.*, vol. 18, p. 977-996.
- COSANDEY C., BOUDJEMLINE D., ROOSE É. et LELONG F. (1990) - Étude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétation contrastée du Mont-Lozère. *Zeit. Geomorph.*, N. F., vol. 34, n° 1, p. 61-73.
- CROUZET É., HUBERT P., OLIVE P., SIWERTZ É. et MARCÉ A. (1970) - Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol.*, vol. 11, p. 217-229.
- DIDON-LESCOT J.F. (1996) - *Forêt et développement durable au Mont Lozère. Impact d'une plantation de résineux, de sa coupe et de son remplacement, sur l'eau et sur les réserves minérales du sol*. Thèse Univ. Orléans, 161 p.
- DUPRAZ C. (1984) - *Bilans des transferts d'eau et d'éléments minéraux dans trois bassins versants comparatifs à végétations contrastées (Mont Lozère, France)*. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Orléans, 363 p.
- DURAND P. (1989) - *Biogéochimie comparée de trois écosystèmes (pelouse, hêtraie, pessière) de moyenne montagne granitique (Mont-Lozère, France)*. Thèse Univ. Orléans, 186 p.
- DURAND P., NEAL M. et NEAL C. (1993) - Variations in stable oxygen isotope and solute concentrations in small submediterranean montane streams. *J. Hydrol.*, vol. 144, p. 283-290.
- EDIJATNO (1991) - *Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier*. Thèse Univ. Strasbourg, 220 p.
- ESHLEMAN K.N., POLLARD J.S. et KUEBLER O'BRIEN A. (1993) - Determination of

- contributing areas for saturation overland flow from chemical hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.*, vol. 29, n° 10, p. 3577-3587.
- GENEREUX D. et PRINGLE C. (1997) - Chemical mixing model of streamflow generation at La Selva Biological Station, Costa Rica. *J. Hydrol.*, vol. 199, p. 319-330.
- GENEREUX D. et HOOPER R.P. (1998) - Oxygen and hydrogen isotopes in rainfall-runoff studies. In : *Isotope tracers in catchment hydrology*, Édit. Elsevier, C. KENDALL et J.J. Mc DONNELL édit., p. 319-346.
- HOEG S., UHLENBROOK S. et LEIBUNDGUT C. (2000) - Hydrograph separation in a mountainous catchment - combining hydrochemical and isotopic tracers. *Hydrol. Process.*, vol. 14, p. 1199-1216.
- HOOPER R.P., CHRISTOPHERSEN N. et PETERS N.E. (1990) - Modelling streamwater chemistry as a mixture of soil water end-members. An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *J. Hydrol.*, vol. 116, p. 321-343.
- HOOPER R.P. et SHOEMAKER C.A. (1986) - A comparison of chemical and isotopic hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.*, vol. 22, n° 10, p. 1444-1454.
- JORDAN J.P. (1994) - Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *J. Hydrol.*, vol. 153, p. 357-382.
- KENNEDY V.C. (1971) - Silica variation in stream water with time and discharge. In : *Non Equilibrium Systems in Natural Water Chemistry*, J.D. HEM édit.
- KENNEDY V.C., KENDALL C., ZELLWEGGER G.W., WYERMAN T.A. et AVANZINO R.J. (1986) - Determination of the components of stormflow using water chemistry and environmental isotopes, Mattole River Basin, California. *J. Hydrol.*, vol. 84, p. 107-140.
- LEANEY F.W., SMETTEN K.R.J. et CHITTEBOROUGH D.J. (1993) - Estimating the contribution of preferential flow to subsurface runoff from a hillslope using deuterium and chloride. *J. Hydrol.*, vol. 147, p. 83-103.
- LELONG F., DUPRAZ C., DURAND P. et DIDON J.F. (1990) - Effect of the vegetation upon the biogeochemistry of small watersheds (Mont Lozère, France). *J. Hydrol.*, vol. 116, p. 125-145.
- LOŤE-PILOT M.D. et JUSSERAND C. (1990) - Décomposition chimique et isotopique d'un hydrogramme de crue d'un torrent méditerranéen. Réflexions méthodologiques. *Rev. Sci. Eau*, vol. 3, p. 211-231.
- MARTIN C. (1986) - *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques ; l'exemple du massif des Maures*. Thèse de Doctorat d'État, Paris I, 935 p.
- Mc DONNELL J.J. (1990) - A rationale for old water discharge through macropores in a steep, humid catchment. *Wat. Resour. Res.*, vol. 26, n° 11, p. 2821-2832.
- Mc DONNELL J.J., BONELL M., STEWART M.K. et PEARCE A.J. (1990) - Deuterium variations in storm rainfall. Implications for stream hydrograph separation. *Wat. Resour. Res.*, vol. 26, n° 3, p. 455-458.
- Mc DONNELL J.J., STEWART M.K. et OWENS I.F. (1991) - Effect of catchment-scale subsurface mixing on stream isotopic response. *Wat. Resour. Res.*, vol. 27, n° 12, p. 3065-3073.
- MOOK W.G., GROENEVELD D.J., BROUWEN A.E. et VAN GANSWIJK A.J. (1974) - Analysis of a runoff hydrograph by means of natural oxygen 18. Isotopes techniques in groundwater hydrology. *Édit. IAEA*, p. 145-156.
- OBRADOVIC M.M. et SKLASH M.G. (1986) - An isotopic and geochemical study of snowmelt runoff in a small arctic watershed. *Hydrol. Process.*, vol. 1, p. 15-30.
- OGUNKOYA O.O. et JENKINS A. (1993) - Analysis of storm hydrograph and flow pathways using a three-component hydrograph separation model. *J. Hydrol.*, vol. 142, p. 71-88.
- PELLET J. (1972) - *Données lithologiques et structurales sur les terrains cristallins cévenols affectés par l'accident de Villefort*. Bull. Serv. Carte Géol. France, Édit. BRGM, n° 282, t. LXI, 238 p.
- PILGRIM D.H., HUFF D.D. et STEELE T.D. (1979) - Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Wat. Resour. Res.*, vol. 15, n° 2, p. 329-339.
- RIBOLZI O. (1996) - *Étude des mécanismes de genèse des crues par le traçage naturel (chimique et isotopique) sur un bassin versant méditerranéen cultivé (Roujan,*

- Hérault, France*). Thèse Univ. Aix-Marseille III, 191 p.
- SKLASH M.G. et FARVOLDEN R.N. (1979) - The role of groundwater in storm runoff. *J. Hydrol.*, vol. 43, p. 45-65.
- UHLENBROOK S. et LEIBUNGUT C. (1999) - Integration of tracer information into development of a rainfall-runoff model. In : *Integrated methods in catchment hydrology - tracer remote sensing, new hydrometric techniques*, IAHS Publ., n° 258, C. LEIBUNGUT, J. Mc DONNELL et G. SCHULTZ édit., p. 93-100.
- VANNIER C. (1992) - *Les modalités de la rétention du soufre dans les sols de deux bassins versants forestiers du Mont-Lozère. Effet de la végétation et de quelques propriétés physico-chimiques des sols*. Thèse Univ. Orléans, 113 p. + annexes.
- VISOCKY A.P. (1970) - Estimating the groundwater contribution to storm runoff by the electrical conductance method. *Groundwater*, vol. 8, p. 5-10.
- WALLING D.E. et FOSTER I.D.L. (1975) - Variations in the natural chemical concentration of river water during flood flows, and the lag effect : some further comments. *J. Hydrol.*, vol. 26, p. 237-244.
- WEDRAOGO-DUMAZET B. (1983) - *Modification de la charge chimique des eaux au cours du transit à travers 3 écosystèmes distincts du Mont Lozère (hêtraie, pessière, pelouse)*. Thèse de 3^{ème} Cycle, Univ. Orléans, 134 p.
- WELS C., CORNETT R.J. et LAZERTE B.D. (1991) - Hydrograph separation : A comparison of geochemical and isotopic tracers. *J. Hydrol.*, vol. 122, p. 253-274.