Document generated on 04/16/2024 9:10 a.m.

Revue des sciences de l'eau
Journal of Water Science

Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1 - Processus et facteurs

Streamflow generation within small rural catchments in a temperate environment: 1 - Processes and factors

B. Ambroise

Volume 11, Number 4, 1998

URI: https://id.erudit.org/iderudit/705317ar
DOI: https://doi.org/10.7202/705317ar

See table of contents

Publisher(s)

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

ISSN

0992-7158 (print)
1718-8598 (digital)

Explore this journal

Cite this article

Ambroise, B. (1998). Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré: 1 - Processus et facteurs. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, *11*(4), 471–496. https://doi.org/10.7202/705317ar

Article abstract

This 2-part review on streamflow generation presents the state of the art in both field studies and modelling of the hydrologic behavior of rural catchments. It focuses mainly on temperate environments and water flows within small catchments, but many points have a more general significance.

The first part presents the main results of hillslope hydrology since the 1960s, mainly obtained on small research catchments. It appears that floods can be generated by a large range of both surface and subsurface processes, and not only by infiltration-excess surface runoff, as is still assumed by some hydrologists and modellers. In each case, the processes involved and their combinations are very variable in time and space, depending on the variable combinations of several environmental factors: precipitation and energy inputs imposed by atmosphere forcings at the upper boundary, variations in initial hydric (soil) and hydrologic (catchment) conditions which cause nonlinearities in catchment responses, water storage and resistance-to-transfer properties of the various compartments (vegetation, surface, soil, subsoil) and their interfaces, catchment 3-D topography and morphometry controlling compartment geometry and gravity forces.

The non uniform and non random distributions of these processes and factors determine the catchment functional, spatial and temporal organization: (1) at each point, process activation or deactivation results from a balance between water supply from above and local water storage or transfer capacities depending on functional thresholds related to these water properties; (2) spatio-temporal variations of factors lead to some recurrence of conditions favorable or unfavorable to each process in some areas of variable extent and some periods of variable duration: this leads to the concepts of "variable active area and/or period" (for a given process); (3) these active areas and periods contribute to outfluxes only if they are hydraulically connected to the catchment boundaries: this leads to the complementary concepts of "variable contributing area and/or period" (for a given global outflux). Several hydrograph separation methods are used to estimate various contributions to streamflowwhich are difficult to measure in situ. They all have severe limitations: graphical methods are rather arbitrary, tracer methods are based on simplifying assumptions (end-member homogeneity, conservative tracer behaviour,...) that are not very realistic. Moreover, considering the same streamflow from different points of view, they give results that are not comparable but rather complementary: velocity criterion (rapid, delayed, slow flows) for graphical methods, time origin criterion ("pre-event"/"event" water) for water-related isotope tracers, space origin criterion ("source" reservoirs) for other physico-chemical tracers. Lastly, none of them identifies directly the processes involved. Nevertheless, they are very useful in showing that streamflow is a complex mixing of various water types, with high proportions of subsurface and pre-event water in many cases - contrary to classical hydrologic interpretations.

Thus, the complexity and diversity of hydrologic patterns and behaviors observed in small rural catchments, and especially the continuum of streamflow generation situations (from pure surface to pure subsurface contributions), can be analysed and characterized using these simple concepts and methods provided by a dynamic systems approach. They are therefore useful for catchment modelling also (see Part 2).

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

This document is protected by copyright law. Use of the services of Érudit (including reproduction) is subject to its terms and conditions, which can be viewed online.

https://apropos.erudit.org/en/users/policy-on-use/

érudit

This article is disseminated and preserved by Érudit.

Érudit is a non-profit inter-university consortium of the Université de Montréal, Université Laval, and the Université du Québec à Montréal. Its mission is to promote and disseminate research.

https://www.erudit.org/en/

REVUE DES SCIENCES DE L'EAU, Rev. Sci. Eau 4(1998) 471-495

Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 – Processus et facteurs

Streamflow generation within small rural catchments in a temperate environment: 1 – Processes and factors

B. AMBROISE

Reçu le 8 septembre 1997, accepté le 1er mai 1998*.

SUMMARY

This 2-part review on streamflow generation presents the state of the art in both field studies and modelling of the hydrologic behavior of rural catchments. It focuses mainly on temperate environments and water flows within small catchments, but many points have a more general significance.

The first part presents the main results of hillslope hydrology since the 1960s, mainly obtained on small research catchments. It appears that floods can be generated by a large range of both surface and subsurface processes, and not only by infiltration-excess surface runoff, as is still assumed by some hydrologists and modellers. In each case, the processes involved and their combinations are very variable in time and space, depending on the variable combinations of several environmental factors: precipitation and energy inputs imposed by atmosphere forcings at the upper boundary, variations in initial hydric (soil) and hydrologic (catchment) conditions which cause nonlinearities in catchment responses, water storage and resistance-to-transfer properties of the various compartments (vegetation, surface, soil, subsoil) and their interfaces, catchment 3-D topography and morphometry controlling compartment geometry and gravity forces.

The non uniform and non random distributions of these processes and factors determine the catchment functional, spatial and temporal organization: (1) at each point, process activation or deactivation results from a balance between water supply from above and local water storage or transfer capacities depending on functional thresholds related to these water properties; (2) spatio-temporal variations of factors lead to some recurrence of conditions favorable or unfavorable to each process in some areas of variable extent and some

Centre d'Études et de Recherches Éco-Géographiques (CEREG, URA 95 CNRS), Université Louis Pasteur de Strasbourg, 3 rue de l'Argonne, F 67083 Strasbourg cedex.
ambroise@geographie.u-strasbg.fr.

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 31 juillet 1999.

periods of variable duration: this leads to the concepts of "variable active area and/or period" (for a given process); (3) these active areas and periods contribute to outfluxes only if they are hydraulically connected to the catchment boundaries: this leads to the complementary concepts of "variable contributing area and/or period" (for a given global outflux).

Several hydrograph separation methods are used to estimate various contributions to streamflow, which are difficult to measure in situ. They all have severe limitations: graphical methods are rather arbitrary, tracer methods are based on simplifying assumptions (end-member homogeneity, conservative tracer behaviour...) that are not very realistic. Moreover, considering the same streamflow from different points of view, they give results that are not comparable but rather complementary: velocity criterion (rapid, delayed, slow flows) for graphical methods, time origin criterion ("pre-event" / "event" water) for water-related isotope tracers, space origin criterion ("source" reservoirs) for other physico-chemical tracers. Lastly, none of them identifies directly the processes involved. Nevertheless, they are very useful in showing that streamflow is a complex mixing of various water types, with high proportions of subsurface and pre-event water in many cases - contrary to classical hydrologic interpretations.

Thus, the complexity and diversity of hydrologic patterns and behaviors observed in small rural catchments, and especially the continuum of streamflow generation situations (from pure surface to pure subsurface contributions), can be analysed and characterized using these simple concepts and methods provided by a dynamic systems approach. They are therefore useful for catchment modelling also (see Part 2).

Key-words: *small catchment, streamflow, process, factor, functional threshold, variable active area/period, variable contributing area/period, hydrograph separation, non-linearity.*

RÉSUMÉ

La première des deux parties de cette synthèse bibliographique sur la genèse des débits montre que la complexité et la diversité des organisations et fonctionnements hydrologiques constatées dans les petits bassins versants ruraux peuvent s'analyser et s'interpréter à l'aide de « clés de lecture » simples, issues d'une approche systémique et dynamique, et utiles aussi pour les modéliser (cf. partie 2). Elle présente les différents processus tant superficiels que souterrains pouvant contribuer à cette genèse, ainsi que les facteurs du milieu qui les contrôlent : forçages atmosphériques aux limites, conditions hydriques et hydrologiques initiales, propriétés hydrodynamiques des milieux et interfaces traversés, topographie et morphométrie en 3-D du bassin. Elle rappelle ou introduit plusieurs concepts utiles pour caractériser dans chaque cas les combinaisons de processus et facteurs en jeu et leurs effets hydrologiques : seuils fonctionnels et grandeurs caractéristiques contrôlant la forme et la non-linéarité de la réponse du bassin, concepts de « zone ou période active variable » pour un processus donné et de « zone ou période contributive variable » pour un flux aux limites donné décrivant son organisation interne. Elle discute les avantages et limites des différentes méthodes (graphiques, isotopiques, géochimiques) de décomposition des hydrogrammes de crue ainsi que leur complémentarité dans l'étude du système bassin versant.

Mots clés : *petit bassin versant, débits, processus, facteur, seuil fonctionnel, zone/période active variable, zone/période contributive variable, décomposition des hydrogrammes, non-linéarité.*

1 – INTRODUCTION

Dans l'étude du cycle de l'eau et des flux couplés (énergie, solutés, sédiments, biomasse...), le **bassin versant** s'impose – surtout en montagne – comme une **unité fonctionnelle** fondamentale, et donc comme une unité de base pour la gestion, l'aménagement et la protection des ressources en eau. Intéressant par les possibilités de **bilan** qu'il offre, le concept de bassin versant – surface drainée par un cours d'eau, en amont d'un point définissant son exutoire – est également **intégrateur**, dans la mesure où il peut s'appliquer à une large gamme d'échelles spatiales (depuis les bassins élémentaires jusqu'aux bassins des grands fleuves) ainsi qu'à la plupart des types de milieux (bassins urbains ou ruraux, agricoles ou forestiers... ; bassins particuliers de lac, de nappe, de karst...). Aussi n'est-il pas étonnant qu'un important effort de recherche ait été entrepris depuis une trentaine d'années pour étudier en détail le **cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant**.

L'extrême imbrication des aspects physiques, chimiques et biologiques, leur grande variabilité spatiale et temporelle, rendent cependant complexes l'étude et la modélisation du fonctionnement hydrologique des bassins versants. De nombreuses lacunes subsistent dans nos connaissances, du fait notamment de l'important hiatus restant entre les trois principales directions dans lesquelles se sont développées ces recherches (AMBROISE *et al.*, 1982) :

– les **hydrologues**, dépassant l'approche globale et descriptive classique des bassins versants, ont progressivement accordé plus d'attention aux mécanismes de transferts hydriques à l'intérieur des bassins, mais en se contentant encore trop souvent d'une approche empirique globalisante ;

– les **physiciens de la basse atmosphère et du sol**, les **géochimistes**, les **écophysiologistes**, les **bioclimatologues** ont exploré les mécanismes régissant les flux d'eau, d'énergie et de matière dans le système sol-plante-atmosphère, mais en se limitant le plus souvent à l'étude de stations ou de parcelles homogènes et horizontales, et à des pas de temps courts, du fait de la complexité des modèles théoriques obtenus ;

– les **géomorphologues**, les **pédologues**, les **écologistes** se sont davantage intéressés à l'analyse morphogénétique et à la répartition spatiale des formations superficielles et végétales à l'échelle du paysage, en adoptant une approche naturaliste proche de la réalité concrète mais généralement peu quantifiée et de ce fait difficile à intégrer telle quelle dans des modèles.

En fait, ces trois approches apparaissent comme également nécessaires et comme complémentaires. Ce n'est qu'en les combinant pour tirer un meilleur parti de tous les acquis, que de nouveaux progrès pourront être réalisés dans notre compréhension du milieu naturel, dans notre aptitude à simuler par modèle son fonctionnement et l'impact de toute modification par l'homme.

Dans cette recherche sur les **flux d'eau, d'énergie et de matière à l'interface sol-plante-atmosphère**, des versants aux cours d'eau, l'échelle des **petits bassins versants ruraux** – de quelques dizaines d'hectares à quelques km^2 – apparaît comme particulièrement intéressante, dans la mesure où ces bassins amont – où se forme souvent l'essentiel de la ressource – constituent aussi les plus petites unités fonctionnelles et spatiales où peut se manifester complètement le couplage entre les hydrosystèmes et les éco-agrosystèmes.

Cette synthèse bibliographique fait le point des recherches sur la **genèse des débits** des petits bassins ruraux (agricoles ou non) en milieu tempéré – cf. par exemple CHOCAT (1997) pour les milieux urbanisés, YAIR et LAVEE (1985) et SCANLON *et al.* (1997) pour les milieux chauds arides, DUBREUIL (1985, 1986), BONELL et BALEK (1993) ou CHEVALLIER et POUYAUD (1996) pour les milieux tropicaux secs et humides ; cf. aussi DE MARSILY (1981, 1986) pour les nappes, et POURRIOT et MEYBECK (1995) pour les lacs. Elle se limite aux **écoulements hydriques** jusqu'au cours d'eau et ne porte donc pas sur leur propagation dans le réseau hydrographique (cf. par ex. BEVEN et KIRKBY, 1993) ni sur l'évapotranspiration et les flux couplés d'énergie (cf. par ex. BRUTSAERT, 1982 ; SCHMUGGE et ANDRÉ, 1991), ni sur les flux couplés de solutés (cf. par ex. CHURCH et HORNBERGER, 1990 ; NEAL et HORNUNG, 1991) ou de sédiments (cf. par ex. BOARDMAN *et al.*, 1990 ; GERITS *et al.*, 1990) – même si beaucoup des points abordés ici auront une portée très générale.

Elle est organisée en deux articles :

– le premier présente les principaux processus et facteurs en jeu dans la **genèse des débits**, et certains concepts et méthodes utiles pour analyser le fonctionnement hydrologique de petits bassins ;

– le deuxième compare les grands types de **modèles hydrologiques** disponibles et analyse les principaux **problèmes** restant à résoudre, et quelques pistes possibles, pour progresser dans cette modélisation, notamment par une **confrontation « terrain-modèle »** mieux organisée.

Elle s'appuie sur une analyse bien sûr non exhaustive de la très vaste bibliographie francophone et internationale en ce domaine, ainsi que sur l'expérience acquise depuis 1976 dans l'étude des bassins versants de recherche vosgiens (AMBROISE *et al.*, 1994 ; AMBROISE *et al.*, 1995). Pour chacun des points abordés sont indiqués des références pionnières ou représentatives ainsi que des ouvrages ou synthèses spécialisés, généralement récents – soit un total de 236 références différentes.

2 – PROCESSUS

Le fonctionnement hydrologique des bassins versants reste encore assez mal connu, même si les études de terrain menées depuis une trentaine d'années – notamment sur de petits bassins de recherche – ont permis d'apporter des réponses partielles à deux des questions fondamentales posées à l'hydrologie :

« *Que devient l'eau des pluies ?* » (PENMAN, 1963)

« *D'où provient l'eau des ruisseaux ?* » (HEWLETT, 1961)

toutes deux intégrées aujourd'hui dans la problématique des « **chemins de l'eau** » au sein d'un bassin versant.

Les revues bibliographiques successives faites depuis une vingtaine d'années (FREEZE, 1974 ; DUNNE, 1978 ; KIRKBY, 1978, 1985 ; BEVEN, 1989 ; ANDERSON et BURT, 1990 ; COSANDEY, 1990 ; BONELL, 1993) montrent une évolution lente des connaissances, grâce notamment l'émergence de l'**Hydrologie des versants.** Ceci a permis une identification des processus par lesquels se forment les débits

(figure 1) et une clarification progressive de la terminologie et de la formalisation - à travers bien des confusions et polémiques liées à la complexité et à la variété des situations réelles rencontrées. Dans ce qui suit, les noms des processus sont indiqués en **gras** – avec aussi en général l'indication en *italique* de leur dénomination en anglais.

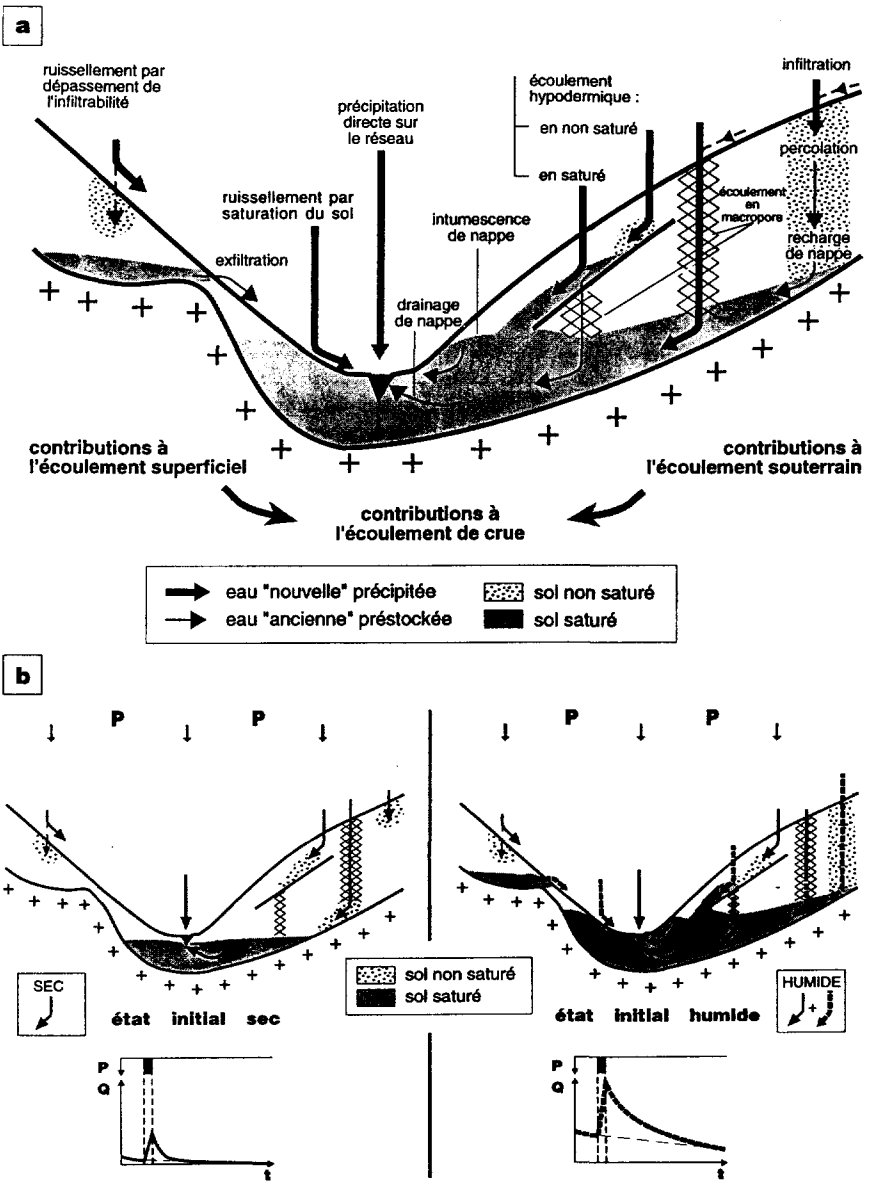


Figure 1 Genèse des débits de crue. (a) principaux processus superficiels et souterrains, et ancienneté relative de l'eau concernée ; (b) effet des conditions initiales sur leur activation.

Streamflow generation. (a) main surface and subsurface processes, and relative age of the water involved; (b) effect of initial conditions on their activation.

2.1 Processus superficiels

La conception la plus connue de la genèse des débits dans les cours d'eau est celle proposée par HORTON (1933) d'un partage de la pluie disponible au niveau de la surface du sol, après **interception** éventuelle par la végétation :

– dès que l'intensité des pluies dépasse l'infiltrabilité du sol, elle-même variable selon son humidité, il y a saturation de la surface « par le haut » ; après avoir rempli les dépressions superficielles, l'eau en excès s'écoule par **ruissellement** sur les versants pour former l'écoulement rapide de crue ;

– le reste de l'eau s'infiltre et contribue à la **recharge des nappes** et au **débit de base**, par un écoulement lent à travers les formations superficielles.

Très séduisante par sa simplicité, cette conception a rencontré très vite un énorme succès – à tel point que le terme « ruissellement » désigne communément, et malheureusement, tout à la fois le ruissellement sur les versants et l'écoulement rapide de crue... ! Nombre de méthodes et modèles de l'ingénierie hydrologique y font encore référence explicite ou implicite. Pourtant de nombreuses études de terrain, notamment en milieu tempéré, ont montré depuis lors que cette représentation correspondait en fait à un cas particulier extrême – il est vrai rencontré dans de nombreuses régions, là où la couverture végétale est peu dense – d'une contribution purement superficielle, et selon un seul processus, au débit de crue. Des crues sont en effet observées fréquemment pour des intensités de pluie bien inférieures à l'infiltrabilité.

Tout d'abord, loin d'être généralisé à tout un bassin, ce **ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité** *(infiltration excess surface runoff)* n'est actif que sur une zone souvent très limitée. Selon la localisation de cette zone, l'eau ruisselée peut soit effectivement contribuer au débit de crue, soit au contraire s'infiltrer plus en aval sur le versant (*partial area concept* ; BETSON, 1964).

D'autre part, ce type de ruissellement n'est pas le seul possible : dans le cas de zones humides où le sol est déjà saturé jusqu'en surface, la pluie tombant sur ces surfaces saturées « par le bas » ne peut que ruisseler ou libérer par « effet piston » un volume équivalent d'eau déjà présente (**ruissellement par saturation du sol**, *saturation excess surface runoff* ; CAPPUS, 1960). Un troisième type de ruissellement est alimentée par l'**exfiltration** (*return flow* ; DUNNE et BLACK, 1970), là où les nappes affleurent (sources, sourcins, zones hydromorphes...), d'eau provenant de l'écoulement souterrain. Toutes ces contributions s'ajoutent bien sûr aux **précipitations directes** sur le réseau de drainage, qui peuvent fournir des volumes non négligeables lorsque le réseau inclut des surfaces d'eau libre importantes (lacs, marais...).

2.2 Processus souterrains

Par ailleurs, la part du ruissellement dans l'écoulement de crue peut être faible, voire même nulle : les crues proviennent alors essentiellement de l'eau infiltrée, soit par écoulement hypodermique dans les sols, soit *via* une recharge rapide des nappes. Mais cette conception d'une contribution souterraine importante aux crues – pourtant proposée à la même époque par HURSH (1936), et confortée par de nombreuses observations (HEWLETT, 1974 ; ROCHEFORT et TRICART, 1959) – a mis beaucoup plus de temps à s'imposer que celle de HORTON car les mécanismes permettant d'expliquer la rapidité des transferts en milieu poreux ont été bien plus difficiles à identifier.

Le premier processus invoqué pour expliquer cette contribution souterraine a été celui d'un **écoulement hypodermique** dans le sol *(translatory flow* ou *interflow)* en **conditions saturées** (WHIPKEY, 1965) ou même **non saturées** (HEWLETT et HIBBERT, 1967). L'eau disponible en surface s'infiltre dans le sol non saturé et percole en profondeur en poussant par effet piston l'eau déjà présente – avec la formation d'un front d'infiltration d'autant moins régulier et un effet piston d'autant moins efficace que l'apport en surface et la distribution de la porosité sont localement plus hétérogènes.

La percolation verticale à travers la matrice du sol peut être ralentie voire même bloquée par un niveau moins perméable, du fait d'une diminution progressive de la porosité en profondeur ou bien d'une discontinuité structurale ou texturale dans le profil (contacts litière-sol et sol-roche, limites d'horizons, encroûtements et indurations). Des conditions plus humides à ce niveau, avec la formation éventuelle de nappes perchées, favorisent un écoulement latéral le long du versant, rejoignant le cours d'eau ou les nappes plus en aval. Ces flux à travers la matrice du sol sont généralement trop lents pour permettre aux parties supérieures des versants de contribuer significativement à l'écoulement de crue : leur lente vidange permet par contre le soutien à long terme du débit de base (HEWLETT et HIBBERT, 1963).

Il n'en est pas de même dans les parties basses plus humides des versants et les bas-fonds. Si les nappes y sont peu profondes, leur recharge facile par percolation à travers la faible épaisseur de sol non saturé provoque une rapide remontée de leur niveau : un petit apport d'eau suffit à convertir en eau libre (zone de saturation sous pression) la frange capillaire qui la surmonte (zone de saturation sous tension). L'onde de perturbation de cet apport est transmise jusqu'au ruisseau drainant la nappe, à une vitesse bien supérieure à celle du déplacement réel de l'eau (BEVEN, 1989). Ce phénomène est particulièrement important quand il se produit à proximité du cours d'eau : il y provoque une **intumescence de nappe** *(groundwater ridging)* augmentant considérablement la contribution de la nappe au cours d'eau (SKLASH et FARVOLDEN, 1979 ; ABDUL et GILLHAM, 1984, 1989). Lorsqu'elle atteint la surface, cette intumescence permet aussi l'activation sur les surfaces saturées de l'exfiltration de l'eau de nappe et du ruissellement par saturation du sol.

Enfin, tous ces processus qui se produisent dans la matrice poreuse peuvent être accélérés et amplifiés par des **écoulements en macropores** (GERMANN, 1990), lorsque le sol et le sous-sol présentent une macroporosité à extension verticale et/ou latérale importante (système racinaire décomposé, galeries d'animaux, fentes de dessiccation, fissures et fractures dans la roche, conduits karstiques...). Ces macropores non capillaires ne peuvent transmettre que de l'eau libre, et ne sont donc actifs qu'en conditions saturées – comme dans le cas de sols drainés artificiellement (LESAFFRE et ZIMMER, 1987) ; mais ils constituent alors des cheminements préférentiels de l'eau, permettant de transmettre très rapidement cette eau libre en profondeur ou latéralement à l'intérieur de la matrice, voire même de la court-circuiter en reliant entre elles différents niveaux de saturation (surface ruisselante, nappes perchées, aquifère, cours d'eau).

2.3 Conclusions

Ainsi, la réponse souvent rapide des cours d'eau, mais aussi des nappes (HERRMANN *et al.*, 1990), aux précipitations est générée par des processus agis-

sant à des vitesses très différentes, et pouvant mobiliser des eaux d'âge, d'origine et de cheminement très différents. Loin de fournir des explications contradictoires, ces processus permettent d'expliquer tout un **continuum de situations** rencontrées sur le terrain, depuis des crues de ruissellement pur jusqu'à une contribution essentiellement hypodermique ou phréatique. Comme le suggéraient déjà HURSH et BRATER (1941), **les débits sont générés le plus souvent par plusieurs processus simultanément ou successivement, dans des combinaisons très variables dans le temps et dans l'espace.**

3 – FACTEURS

Dans tout bassin, les processus actifs et leurs interactions ne sont pas quelconques : la localisation, le déclenchement, l'intensité et l'arrêt de chaque processus dépendent de la combinaison d'un ensemble de facteurs, présentés ici dans un ordre de variabilité temporelle décroissante.

3.1 Conditions aux limites : « forçages » atmosphériques

L'apport essentiel d'eau à un bassin est fourni par les **précipitations**, immédiatement disponible dans le cas de pluie, retardé jusqu'à sa **fonte** dans le cas de la neige, en partie intercepté par la végétation – **interception** alors reprise par **évaporation** directe (HUMBERT et NAJJAR, 1992). Pour un événement pluvieux donné, la réponse du bassin (volume et forme de l'hydrogramme) dépend de la nature (pluie, neige) et du volume total de l'apport mais aussi de son intensité généralement très variable et de sa durée.

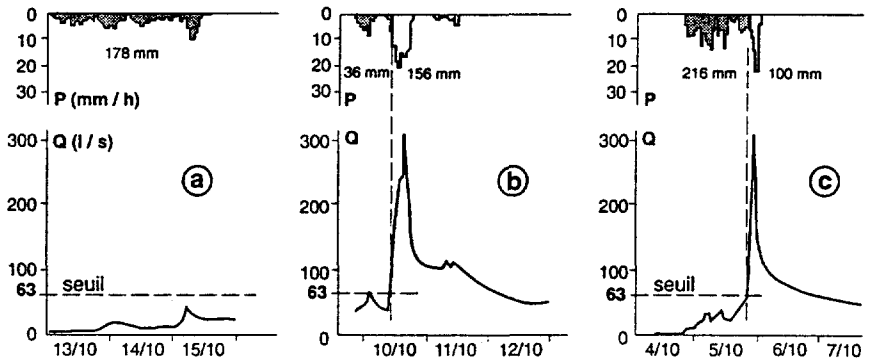
De même, l'apport d'énergie (radiative ou advective) entre deux épisodes pluvieux contrôle la demande évaporatoire de l'atmosphère (ou évapotranspiration potentielle ETP) et donc aussi l'**évapotranspiration** réelle, et va influer sur la redistribution de l'eau dans les sols (BRUTSAERT, 1982 ; PERRIER et RIOU, 1985). Ce prélèvement direct mais différé vers l'atmosphère d'une partie souvent importante des précipitations diminue à long terme le volume drainé *via* les sols et les nappes, et accélérer le tarissement des réserves du bassin. Dans le cas de nappes affleurantes ou peu profondes et accessibles aux racines, leur évapotranspiration diurne peut même provoquer des oscillations journalières des débits des cours d'eau qui les drainent (CALLÈDE *et al.*, 1978 ; AMBROISE, 1988)

3.2 Conditions initiales : état hydrique et hydrologique du bassin

À un même apport d'eau et d'énergie ne correspond pas forcément la même réponse en débit *(figure 2)*. Celle-ci dépend aussi largement de l'état hydrique et hydrologique initial du bassin, contrôlé par les intensités, durées, fréquences et séquences des épisodes pluvieux et évaporants précédents. Cette **non-linéarité** des réponses en fonction des conditions initiales résulte de différences dans les combinaisons et intensités des processus actifs *(figure 1b)*.

Ainsi, le même volume de pluie sert d'abord à reconstituer les réserves d'un sol sec, mais est disponible pour l'écoulement dans le cas d'un sol à la capacité au champ ; la même demande évaporatoire par l'atmosphère (ETP) est d'autant

moins satisfaite, et modifie d'autant moins les écoulements, que les sols sont plus secs ; la recharge des nappes est plus lente et le ruissellement sur sol saturé beaucoup plus réduit en période de basses eaux (bas niveau de la nappe, surfaces saturées restreintes) qu'en période de hautes eaux.



Pluie totale	178 mm	Pluie totale	192 mm	Pluie totale	316 mm
Stock initial + pluie stockable	87 mm + 178 mm = 265 mm	Stock initial + pluie stockable = stock seuil	234 mm + 36 mm = 270 mm	Stock initial + pluie stockable = stock seuil	54 mm + 216 mm = 270 mm
Stock seuil de 270 mm non atteint : pas de forte crue		Pluie en excès :	156 mm	Pluie en excès :	100 mm
"Non crue" des 13-15/10/1986		**Crue des 10-12/10/1987**		**Crue des 4-6/10/1987**	

Figure 2 Exemple de non-linéarité des crues dans le petit bassin du Mont-Lozère (d'après COSANDEY et DIDON-LESCOT, 1990).
(a) et (b) : réponses très différentes à 2 apports de pluie semblables pour 2 conditions initiales différentes ;
(b) et (c) : réponses semblables pour 2 apports de pluie et 2 conditions initiales différents.

Example of flood nonlinearity in the small Mont-Lozère research catchment (from COSANSEY et DIDON-LESCOT, 1990).
(a) and (b): very different responses to 2 similar rain inputs for 2 different initial conditions;
(b) and (c): similar responses to 2 different rain inputs for 2 different initial conditions.

3.3 Propriétés hydriques du milieu et variabilité spatio-temporelle

Des apports et conditions initiales identiques n'ont pas la même réponse selon les propriétés hydriques de la végétation (densité, morphométrie, indice foliaire), de la surface (rugosité de surface, infiltrabilité) et des sol et sous-sol (rétention hydrique, conductivité hydraulique, géométrie des macropores). Les types de végétation et de sols, leurs structure et texture, leur organisation spatiale dans un bassin, constituent ainsi des facteurs permanents ou semi-permanents importants à caractériser à la lumière des processus identifiés.

Fixant la capacité de stockage des différents réservoirs et les capacités de transfert entre réservoirs, ces propriétés hydriques présentent généralement :

– des **variations spatiales** tant verticales (changement d'horizons, anisotropie...) que latérales (selon les sols, au sein d'un même horizon),

– des **variations temporelles** à court et long termes pour des raisons physiques (gonflement-retrait, gel-dégel, battance...), biologiques (stades phénologiques de la végétation, développement racinaire, bioturbation par la faune...) ou anthropiques (imperméabilisation, opérations culturales...),

provoquant à certains endroits ou moments l'apparition ou la disparition de processus : interception, infiltration aval d'un ruissellement amont, nappes perchées temporaires, écoulements préférentiels... (GASCUEL *et al.*, 1996).

3.4 Caractéristiques géométriques : topographie et morphométrie

La pesanteur étant le moteur essentiel des écoulements liquides, le dernier facteur important de la genèse des débits est la topographie (de la surface comme des niveaux souterrains) avec la morphométrie associée du bassin, qui jouent à différentes échelles spatiales : ainsi, le ruissellement sur un versant dépend tout à la fois de ses pente et forme générales qui l'entraînent, du réseau de collecteurs (rigoles, fossés, sillons, traces de roues, chemins) plus ou moins incisés qui le concentre (LUDWIG *et al.*, 1996), de la microtopographie qui le freine. Relativement stable au moins dans ses grands traits, ce facteur influe aussi sur la répartition spatiale des autres facteurs (AMBROISE, 1995).

Ainsi, les apports de précipitations et d'énergie varient d'un point à l'autre d'un bassin, tout à la fois par des effets orographiques à l'échelle du massif de nature essentiellement thermodynamique (effet de foehn), et des effets plus locaux, notamment trigonométriques : en chaque point, les pente, orientation et position topographique contrôlent l'ensoleillement et l'exposition aux vents (ADJIZIAN-GÉRARD et AMBROISE, 1995 ; DUBAYAH *et al.*, 1990) : en dépend donc aussi la répartition spatiale de la fonte de la neige (BLÖSCHL *et al.*, 1991) ou de l'évapotranspiration (AMBROISE et NAJJAR, 1983).

De même, les conditions hydriques initiales des sols varient au sein d'un bassin, avec une tendance à l'augmentation de l'humidité d'amont en aval le long des versants (surtout pour des versants concaves à la base), modulée par les variations de profondeur des niveaux imperméables ou saturés, amplifiée par la convergence des écoulements dans les zones concaves en plan, atténuée par leur divergence dans les zones convexes (DUNNE et BLACK, 1970 ; ANDERSON et BURT, 1978 ; CRAVE et GASCUEL-ODOUX, 1997).

Enfin, l'organisation spatiale des formations végétales et superficielles dépend largement de la topographie, facteur morphogénétique majeur de leur mise en place et de leur évolution : elle fixe la géométrie et la succession des corps poreux, par exemple le long de toposéquences (BOULET *et al.*, 1982).

3.5 Conclusions

On aboutit ainsi à une **approche tridimensionnelle** de la géométrie et du fonctionnement d'un bassin, présentant à toutes les échelles spatio-temporelles une grande **variabilité des apports atmosphériques et des conditions hydriques** en surface et en profondeur. Le facteur résultant essentiel est la **répartition spatiale de l'humidité des sols et sa dynamique**, notamment près des cours d'eau : les déficits hydriques sont les plus faibles pour des sols peu épais, situés à la base peu pentue des zones de convergence des versants.

4 – INTERACTIONS ENTRE PROCESSUS ET FACTEURS

Les processus et facteurs ne sont répartis ni aléatoirement ni uniformément, mais répondent à une certaine **organisation fonctionnelle, spatiale et temporelle** du bassin, que l'approche systémique permet de préciser à l'aide de concepts simples fournissant de très utiles **clés de lecture**.

4.1 Seuils fonctionnels et valeurs caractéristiques

Le système « bassin versant » apparaît comme un assemblage de réservoirs interconnectés, où chaque réservoir peut être caractérisé par une capacité maximale, chaque connexion par un débit maximal. Caractérisant l'aptitude du milieu tant à stocker qu'à transmettre l'eau, ces valeurs peuvent bien sûr varier dans le temps et l'espace au sein du bassin. Elles constituent autant de **seuils** contrôlant le déclenchement ou l'arrêt d'un processus particulier : à tout point et à tout instant, la redistribution de l'eau disponible entre les différents stockages et flux possibles résulte de la confrontation entre une « demande » fixée par les conditions imposées en amont et une « offre » du milieu, avec un résultat dépendant fortement des conditions initiales. Ces effets de seuil caractéristiques des systèmes hydrologiques constituent une des causes principales des fortes non-linéarités observées dans leur fonctionnement.

Ainsi, tout apport d'eau est stocké dans un réservoir donné tant que sa capacité maximale (exprimée en volume ou en lame d'eau) n'est pas atteinte. Mais dès que la « **demande de stockage** » excède localement « **l'offre de stockage** » – qui dépend de son taux initial de remplissage – le débordement du réservoir provoque le déclenchement d'un processus transférant intégralement vers l'aval tout flux amont ultérieur, quelle que soit son intensité.

Dès que la capacité d'interception de la végétation est atteinte, toute nouvelle précipitation traverse le couvert végétal ; dès que la capacité de rétention superficielle est dépassée, il y a déclenchement du ruissellement ; dès que la capacité au champ du sol est dépassée, tout nouvel apport percole plus en profondeur ; dès qu'un milieu poreux est saturé, l'eau libre se draine par les macropores qui le traversent.

Ce processus de transfert cesse avec la fin de l'apport amont, et le réservoir reste plein tant qu'un prélèvement n'y est pas effectué par un autre processus.

Un couvert végétal saturé ne peut s'assécher que par évaporation, et un sol sous la capacité au champ que par évapotranspiration.

Par ailleurs, un processus de transfert reste seul actif tant que le flux à transférer est inférieur à la capacité de transfert du milieu pour ce processus - dépendant à la fois des gradients de potentiel et de la résistance opposée par le milieu, exprimée en terme de conductivité ou de transmissivité. Mais dès que la « **demande de transfert** » excède localement « **l'offre de transfert** », le premier processus continue à ce taux maximal tandis que le flux en excès s'accumule dans un réservoir local, ou est évacué par un deuxième processus.

Dès que l'intensité des précipitations dépasse l'infiltrabilité du sol, il y a déclenchement de la rétention superficielle puis du ruissellement en plus de l'infiltration ; dès que la percolation verticale dépasse la percolabilité d'un hori-

zon, il y a accumulation d'eau à ce niveau et/ou déclenchement de l'écoulement hypodermique latéral en plus de la percolation ; dès que le flux latéral dans un versant dépasse un seuil fixé par les pente et transmissivité locales, il y a saturation du sol et déclenchement de l'exfiltration en plus de l'écoulement hypodermique.

Quand le flux imposé repasse sous la valeur seuil, il est de nouveau pris en charge intégralement par le premier processus, et le deuxième s'arrête.

En plus de ces seuils fonctionnels, il est possible d'associer à chaque processus, flux ou réservoir d'autres valeurs caractéristiques :

– des **vitesses de transfert caractéristiques**, dépendant des gradients moteurs et des résistances opposées par le milieu ;

– des **longueurs de transfert caractéristiques**, dépendant de la géométrie, de la morphométrie et, pour certaines, de la taille du bassin ;

– des **temps de transfert caractéristiques**, caractérisant les décalages temporels que ces vitesses et longueurs de transfert introduisent dans les réponses aux conditions imposées ;

– des **temps de résidence** ou **de renouvellement caractéristiques** de l'eau dans les réservoirs, caractérisant le « pouvoir tampon » de chaque réservoir, sa plus ou moins grande aptitude à amortir les variations temporelles des apports et donc à étaler dans le temps la disponibilité de ces réserves.

Pouvant varier dans un bassin donné sur plusieurs ordres de grandeur selon les processus, présentant aussi pour chaque processus une variabilité presque aussi importante selon les milieux, ces valeurs caractéristiques sont utiles pour décrire le caractère plus ou moins épisodique des processus, interpréter les formes des réponses aux forçages atmosphériques, analyser la plus ou moins grande sensibilité des flux et réserves aux variations de ces forçages.

4.2 Zones actives variables et zones contributives variables

Caractéristiques permanentes liées à l'histoire climatohydrologique du bassin, les facteurs géomorphologiques et topographiques et leur combinaison conduisent à la récurrence en certaines zones de conditions favorables ou au contraire défavorables à chaque processus. L'extension latérale ou verticale de ces zones varie plus ou moins selon les événements, du fait des facteurs non permanents (conditions initiales et aux limites). Ceci conduit au concept de « **zone active variable pour un *processus* donné** » pour caractériser les zones où ce processus est actif. Plusieurs zones disjointes peuvent être simultanément actives dans le bassin, et une même zone peut être active pour plusieurs processus, simultanément ou successivement.

Ces zones où un processus est actif génèrent localement des flux qui ne contribuent pas forcément aux flux globaux observés aux limites du système - comme par exemple les débits (de base, de crue) à l'exutoire : l'intégration spatiale des flux élémentaires dépend de l'agencement relatif des zones actives dans le bassin, et notamment de l'existence d'une liaison hydraulique directe avec les limites du système. Ceci conduit au concept, complémentaire mais distinct, de « **zone contributive variable pour un *flux aux limites* donné** » *(variable contributing area)* pour caractériser les zones, d'extension variable au cours du temps, qui contribuent à ce flux. Une zone contributive est aussi active pour l'un au moins des processus capables de générer ce flux *(figure 3)*.

Au moins actif sur les parties imperméables du bassin dès qu'il pleut, le ruissellement par dépassement de l'infiltrabilité concerne une surface d'extension croissant avec l'intensité de la pluie, incluant tous les points d'infiltrabilité inférieure à cette intensité. Les surfaces ruisselantes contribuent bien davantage au débit à l'exutoire lorsqu'elles sont proches du cours d'eau (les zones « actives » sont aussi « contributives ») que lorsqu'elles en sont séparés par des zones à forte infiltration (les zones « actives » ne sont pas « contributives »).

Un type important de zone variable à la fois active et contributive est constitué par les zones, fréquentes près des cours d'eau, où la nappe est affleurante ou subaffleurante. Constituant une interface complexe où se combinent les eaux atmosphériques, superficielles et souterraines, ces **surfaces saturées** sont très sensibles aux forçages atmosphériques, et leur extension peut varier selon l'état hydrologique du bassin ou même au cours d'une crue (DUNNE *et al.*, 1975 ; AMBROISE, 1986 ; MÉROT, 1988). Elles sont le siège, souvent simultanément, de la plupart des processus de genèse des débits – et particulièrement l'exfiltration, le ruissellement de saturation, l'intumescence de nappe, l'écoulement en macropores. Du fait de la proximité du cours d'eau, ce sont les seules zones où les apports atmosphériques (à la fois d'eau et d'énergie) ont en permanence un effet sur les débits, tant en crue qu'en tarissement (AMBROISE, 1988) : en milieu perméable, ce sont souvent les seules zones contribuant aux petites crues, même si leur contribution relative décroît pour des événements pluvieux plus importants, permettant une contribution progressive d'une proportion croissante des versants. Active pour plusieurs processus, une surface saturée ne contribue bien sûr directement aux débits du cours d'eau que si elle lui est reliée hydrauliquement.

Même si la distinction entre zones actives et zones contributives, leur délimitation et leur suivi, ne sont pas toujours faciles en pratique, notamment dans des bassins peu contrastés, ces deux concepts semblent souvent très pertinents pour décrire les différenciations spatiales liées à l'hétérogénéité des paramètres du milieu. L'identification de ces zones variables, qui représentent parfois une portion très limitée du bassin, peut considérablement simplifier l'analyse dynamique du fonctionnement hydrologique d'un bassin – en concentrant par exemple l'attention sur les seules zones pertinentes pour résoudre un problème donné. Mais l'emploi de ces concepts en hydrologie est encore trop freiné par l'habitude de considérer et manipuler des « lames d'eau », en oubliant le rôle déterminant que les surfaces de référence choisies jouent dans le calcul des lames d'eau à partir des volumes qui seuls sont mesurés.

Déjà suggérée par HURSH et BRATER (1941), cette **conception d'un bassin non plus comme un tout indifférencié mais comme un système spatialement organisé**, comportant des zones d'extension variable plus ou moins actives et contributives hydrologiquement selon les événements, a été en grande partie formalisée par CAPPUS (1960) et validée sur le petit bassin de recherches d'Alrance (Aveyron) par ses travaux et ceux de DOSSEUR (1964) – avec notamment l'identification du processus de ruissellement par saturation du sol et du concept de zone contributive variable. Curieusement, ces travaux et concepts n'ont eu que très peu d'échos, même en France, jusque dans les années 1980, alors que malgré une émergence un peu plus tardive et beaucoup plus lente dans les pays anglo-saxons le concept de « *variable contributing area* » y conduisait à un formidable développement des recherches de terrain et de modélisation (HEWLETT, 1961, 1974 ; BETSON, 1964 ; DUNNE et BLACK, 1970) – au prix parfois d'une assimilation abusive aux seules surfaces saturées des zones contribuant aux crues.

4.3 Périodes actives variables et périodes contributives variables

Des concepts tout à fait similaires peuvent être introduits pour décrire les différenciations temporelles liées à la variabilité des forçages atmosphériques.

Introduisant une certaine régularité dans la variabilité temporelle des apports atmosphériques (intensité, durée, fréquence, séquence), les facteurs climatiques conduisent, surtout s'ils sont affectés par un cycle diurne ou saisonnier, à la récurrence en certaines périodes de conditions favorables ou au contraire défavorables à chaque processus. La durée de ces périodes varie selon les points du bassin, du fait de la non-uniformité des facteurs locaux (paramètres du milieu, conditions initiales). Ceci conduit au concept de « **période active variable pour un *processus* donné** » pour caractériser les périodes où ce processus est actif. Un processus peut être actif en un point durant plusieurs périodes distinctes, et plusieurs processus peuvent être actifs durant une même période en des points identiques ou différents du bassin.

Ces périodes où un processus est actif génèrent momentanément des flux qui ne contribuent pas forcément aux flux globaux observés aux limites du système – comme par exemple les débits (de base, de crue) à l'exutoire : l'intégration temporelle des flux élémentaires dépend de la séquence temporelle des périodes actives dans l'année, notamment en relation avec les temps de transfert jusqu'aux limites du système. Ceci conduit au concept, complémentaire mais distinct, de « **période contributive variable pour un *flux aux limites* donné** » pour caractériser les périodes, de durée variable selon les points, qui contribuent à ce flux global. Une période contributive est aussi active pour l'un au moins des processus capables de générer ce flux *(figure 3)*.

La durée du ruissellement hortonien lors d'une pluie dépend en chaque point de son infiltrabilité : seules les parties imperméables du bassin sont actives durant toute la pluie ; ces périodes ruisselantes contribuent bien davantage au débit à l'exutoire si le transfert à l'exutoire est rapide (les périodes « actives » sont aussi « contributives ») que s'il est lent, permettant alors l'infiltration ou l'évaporation du ruissellement (les périodes « actives » ne sont pas « contributives »).

Pendant de longues périodes estivales, et à l'exception des orages très intenses, les épisodes pluvieux ne génèrent pas de crues significatives dans les bassins à sols filtrants : ces courtes périodes d'infiltration épisodique rechargent les sols asséchés par l'évapotranspiration antérieure, ce qui alimente l'évapotranspiration ultérieure ; en hiver, l'humidité importante des sols permet à chaque pluie de générer des crues, par écoulement hypodermique et/ou recharge des nappes.

Pour un processus ou un flux donné, la durée des périodes actives ou contributives correspondantes dépend à la fois de leurs temps caractéristiques et du caractère plus ou moins intermittent des apports d'eau :

• Les processus sous la dépendance directe des précipitations ou de réservoirs à alimentation intermittente et taux de renouvellement rapide sont épisodiques, et les flux générés sont trop fugaces pour être affectés par l'évapotranspiration ultérieure : leur période active peut être aussi contributive aux débits de crue, mais beaucoup moins aux débits de base.

L'infiltration, le ruissellement (par dépassement de l'infiltrabilité ou par saturation du profil) cessent rapidement après la fin de la pluie ; les écoule-

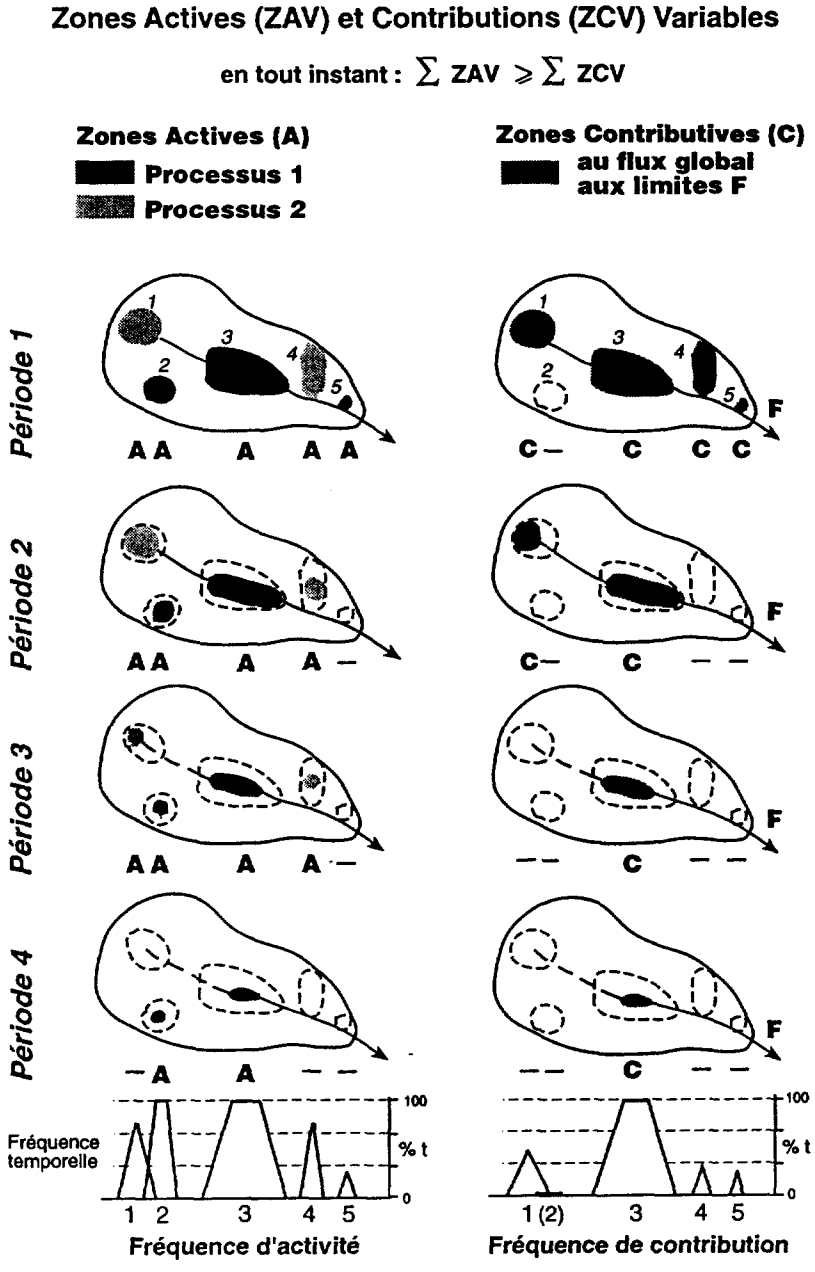


Figure 3 Relations entre zones ou périodes actives variables et zones ou périodes contributives variables.

Relationships between variable active areas or periods and variable contributing areas or periods.

ments dans les macropores du sol s'arrêtent dès qu'ils ne sont plus alimentés en eau libre ; l'intumescence de nappe disparaît rapidement par un drainage accru dans le cours d'eau.

• Les processus alimentés par des réservoirs capables de tamponner les variations des apports atmosphériques sont plus durables ; ils génèrent des flux souvent trop lents pour contribuer directement aux crues mais soumis à l'évapotranspiration ultérieure : non contributive aux débits de crue, leur période active ne contribue pas forcément non plus aux débits de base.

L'écoulement hypodermique, le ruissellement par exfiltration, la percolation en profondeur peuvent durer bien après la fin de la pluie, et donc être reprise par l'évapotranspiration ; plus une nappe est profonde, moins elle est sensible à un événement donné, ne réagissant qu'aux variations saisonnières : d'où des périodes contributives de recharge ou de drainage bien plus étalées voire continues.

Ces deux concepts semblent souvent très pertinents pour analyser l'intégration temporelle au sein d'un bassin, se manifestant par des périodes de calme relatif (où l'évapotranspiration et les tarissements dominent) séparées par des épisodes d'activité intense (où les écoulements rapides dominent). Ils permettent de voir dans la chronologie des réponses hydrologiques le résultat d'une structuration temporelle intégrant des périodes de durée variable, hydrologiquement plus ou moins actives et plus ou moins contributives selon les parties du bassin. L'identification de ces périodes variables peut aider à caractériser le **régime climato-hydrologique** d'un bassin, et à simplifier considérablement l'analyse dynamique de son fonctionnement hydrologique, en concentrant par exemple l'attention sur les seules périodes, parfois très épisodiques et fugaces, qui sont pertinentes pour résoudre un problème donné.

4.4 Conclusions

Ces seuils fonctionnels locaux et ces valeurs caractéristiques globales ne sont pas toujours faciles à quantifier et n'ont pas toujours en pratique de valeurs bien définies ni en réalité d'effets aussi tranchés, du fait notamment de la variabilité spatio-temporelle du milieu. Néanmoins, ce type d'**approche systémique**, plus simple que l'approche hydrodynamique détaillée, fournit un cadre conceptuel intéressant et très utilisé tant pour analyser que pour modéliser le fonctionnement hydrologique des bassins versants.

Quant aux concepts de zones et périodes actives ou contributives variables – faciles à généraliser à d'autres processus et flux globaux (recharge de nappe, évapotranspiration...) – leur prise en compte plus explicite en hydrologie permettrait notamment de limiter les dangers d'une utilisation sans précaution, comme si un bassin fonctionnait de façon uniforme et en régime permanent, des moyennes spatio-temporelles encore trop souvent utilisées pour caractériser à elles seules les régime et fonctionnement climatohydrologiques d'un bassin : le risque est en effet alors grand d'oublier le rôle déterminant joué par les surfaces et périodes de référence choisies pour calculer ces moyennes, et de négliger dans les interprétations la forte variabilité spatio-temporelle dont ces moyennes sont le résultat, mais pas la mesure.

Un coefficient d'écoulement de crue (rapport du volume de la crue au volume total des précipitations sur le bassin) de 5 % est généralement interprété implicitement à la suite de Horton comme une contribution de 5 % de la pluie sur

100 % du bassin, supposé alors uniforme ; il est tout aussi possible, et parfois plus réaliste, d'y voir une contribution de 100 % de la pluie sur 5 % du bassin, même si la réalité correspond en général à une combinaison intermédiaire entre ces deux cas extrêmes. Et la moyenne annuelle de ce coefficient peut s'avérer peu représentative du fonctionnement du bassin si les événements dont elle résulte présentent une large gamme de valeurs de ce coefficient.

Ces différentes interprétations possibles des mêmes flux moyens, et les différentes conceptions sous-jacentes du fonctionnement hydrologique du bassin versant, se retrouvent d'ailleurs pour d'autres flux liés à l'eau (solutés et polluants, sédiments) auxquels les mêmes concepts peuvent s'appliquer.

Les flux d'érosion sont généralement exprimés en tonnes/hectare/an, en divisant le tonnage recueilli à l'exutoire par la surface du bassin et la période de collecte, alors qu'ils proviennent souvent de secteurs limités du bassin, au cours d'un nombre souvent limité d'événements.

Ce problème d'interprétation a aussi des implications opérationnelles importantes : ainsi, s'il s'agit d'aménager le bassin pour limiter les effets néfastes de ces flux ou en accroître les effets positifs, l'interprétation faite conditionne la nature des décisions prises (traiter tout le bassin un peu et/ou en permanence, ou seulement une partie, beaucoup et/ou épisodiquement ?), mais leur efficacité dépend du réalisme de cette interprétation.

5 – DÉCOMPOSITION DES HYDROGRAMMES

Une fois identifiés les processus de genèse des débits et les facteurs qui les contrôlent (aspect fonctionnel), les zones et périodes où ils se manifestent (aspect spatial et temporel), il reste à estimer leurs contributions variables aux débits, autrement dit à décomposer l'hydrogramme à l'exutoire du bassin.

Il existe des techniques permettant la **mesure directe** sur le terrain (ATKINSON, 1978) de diverses composantes, définies alors selon un **critère de cheminement** des contributions. Ces mesures locales des flux dans et sur les versants ne renseignent pas à elles seules sur les processus générateurs, et sont difficiles à généraliser à tout un bassin ; elles nécessitent des dispositifs souvent lourds, envisageables seulement dans des sites-ateliers bien suivis. D'où l'intérêt de méthodes indirectes de décomposition des hydrogrammes de crue donnant des estimations plus globales.

5.1 Décomposition graphique

La méthode de décomposition encore la plus employée en ingénierie hydrologique est la **décomposition graphique** de l'hydrogramme de crue en écoulements rapide, retardé et lent, en adoptant un **critère de vitesse** des contributions (LINSLEY *et al.*, 1982). Généralement basée sur l'analyse des seuls débits à l'exutoire, elle permet de séparer ces trois composantes au moyen de procédures empiriques arbitraires – comme par exemple l'hypothèse d'une vidange exponentielle des réservoirs contributifs. Peu fondée scientifiquement, cette méthode peut

cependant donner des indications utiles, notamment lorsque d'autres informations hydrologiques (courbes de récession, piézométrie à proximité du cours d'eau...) sont disponibles pour introduire dans cette analyse des contraintes permettant d'en limiter l'arbitraire.

Séduisante par sa simplicité mais souvent abusive, l'assimilation fréquente de ces trois composantes aux ruissellement de surface, écoulement hypodermique dans les sols et drainage des nappes a en fait contribué à retarder la prise en compte des résultats des recherches sur les processus, qui ont très tôt mis en cause la validité de cette assimilation dans nombre de cas.

5.2 Décomposition par traceurs

C'est le cas des méthodes indirectes de décomposition fondées sur l'usage de **traceurs conservatifs naturels** et utilisant des **modèles de mélange** à l'échelle du bassin : si le débit à l'exutoire peut être considéré comme un mélange d'eaux de qualités différentes, décrites par certaines caractéristiques physiques ou chimiques mesurables, la connaissance des qualités respectives du flux global et de ces pôles de mélange permet d'en déduire une estimation de leurs proportions dans le mélange. Ceci suppose que les caractéristiques prises comme traceurs soient conservatives, c'est-à-dire qu'elles suivent étroitement l'eau dans son déplacement sans réagir avec l'environnement. N traceurs indépendants permettent d'estimer les contributions de N+1 pôles.

Les traceurs apportent des informations précieuses sur de nombreux aspects des fonctionnements hydrologiques (HÖTZL et WERNER, 1992) : détermination du cheminement de l'eau et du temps de transfert par injection localisée de traceurs artificiels, décomposition de l'évapotranspiration du système sol-plante-atmosphère en flux élémentaires (BARIAC *et al.*, 1996), estimation des temps de résidence de l'eau par suivi pluriannuel des signaux isotopiques des précipitations et débits (MALOSZEWSKI *et al.*, 1983). Mais c'est dans la remise en cause et le renouvellement des conceptions sur la genèse des débits que les traceurs conservatifs ont joué le plus grand rôle.

Les résultats les plus novateurs ont été trouvés avec des traceurs isotopiques associés à l'eau naturellement (^{18}O, deutérium ^{2}H) ou artificiellement (tritium ^{3}H) (FONTES, 1976 ; FRITZ et FONTES, 1980). La composition isotopique des précipitations présente souvent une forte variation selon les saisons et les événements, voire au cours d'un événement ; ces variations peuvent être largement tamponnées par mélange dans des réservoirs importants comme les nappes ou même les sols. Si les compositions isotopiques de l'eau des pluies, des nappes, des sols et des cours d'eau sont connues, des modèles de mélange simples permettent d'estimer les proportions respectives dans les débits d'eau « nouvelle » précipitée *(new* ou *event water)* et d'eau « ancienne » préstockée *(old* ou *pre-event water)* tout au long d'une crue (RODHE, 1987 ; HUBERT, 1989). Fondée sur un **critère d'origine temporelle** des contributions (l'ancienneté relative de l'eau dans le bassin), cette **décomposition isotopique** a montré que nombre de crues comportaient une contribution importante voire prédominante d'eau « ancienne » (CROUZET *et al.*, 1970 ; LOYË-PILOT, 1990 ; SKLASH, 1990 ; BUTTLE, 1994).

Amorcée depuis longtemps (PINDER et JONES, 1969 ; PILGRIM *et al.*, 1979 ; ANDERSON et BURT, 1982), l'utilisation d'autres traceurs conservatifs physico-chimiques (conductivité électrique, température...) ou géochimiques (éléments majeurs, éléments traces, autres isotopes) est en plein développement pour

décomposer les hydrogrammes. Ainsi, la méthode EMMA (*End-Member Mixing Analysis* : CHRISTOPHERSEN *et al.*, 1990 ; HOOPER *et al.*, 1990) suppose l'existence de plusieurs réservoirs (sol, nappe...) aux compositions chimiques suffisamment constantes pour servir de signatures géochimiques. Dans des diagrammes de mélange, les variations de certains éléments à l'exutoire peuvent alors s'avérer bornées par les concentrations de ces pôles stables : ceci permet d'estimer les contributions respectives de ces pôles au cours tant d'une crue que de l'année. Fondée sur un **critère d'origine spatiale** des contributions (les réservoirs sources), cette **décomposition géochimique** ouvre des perspectives très intéressantes, en utilisant à des fins hydrologiques une information hydrochimique déjà en partie disponible dans de nombreuses études environnementales.

Nécessitant des informations isotopiques et physico-chimiques détaillées coûteuses à obtenir en routine, s'appuyant sur des hypothèses simplificatrices fortes parfois peu réalistes (nombre, nature et homogénéité spatio-temporelle des pôles de mélange ; conservativité et indépendance des traceurs), supposant un contraste suffisant entre les pôles de mélange, fournissant toujours une solution dont les valeurs s'avèrent cependant très sensibles au pas temporel et spatial d'échantillonnage, les méthodes de décomposition par traceurs donnent des résultats difficiles à valider sur le terrain et assortis souvent d'une large **incertitude** (BAZEMORE *et al.*, 1994). Leur amélioration passe par la caractérisation de ces variabilités et leur prise en compte dans des modèles de mélange moins simplistes ; elle passe aussi par l'usage d'un plus grand nombre de traceurs indépendants, afin de mieux adapter le nombre de pôles à la réalité étudiée et surtout de réduire, par une certaine redondance entre traceurs, le problème de **non-unicité** des décompositions numériquement acceptables.

Ces méthodes fournissent cependant déjà des éclairages spécifiques complémentaires et très utiles sur le fonctionnement hydrologique d'un bassin, et notamment sur l'origine spatio-temporelle des écoulements – mais pas directement, à elles seules, sur les processus et cheminements correspondants. Montrant clairement que les crues comportent très souvent une contribution importante d'eau « ancienne » souterraine déjà présente et poussée par l'eau « nouvelle », elles ont remis fondamentalement en cause les conceptions classiques de crues constituées essentiellement d'eau nouvelle ruisselante. Mais les résultats des décompositions par traceurs ont longtemps fait l'objet de polémiques, jusqu'à ce que soient identifiés les différents processus capables lors d'une crue de mobiliser rapidement l'eau souterraine *(figure 1a)*.

5.3 Conclusions

La décomposition des hydrogrammes de crue a ainsi été abordée par des approches très différentes, aboutissant souvent à des résultats apparemment contradictoires – sources de confusion et de polémiques inutiles, faute d'une clarification suffisante et d'une formalisation unifiée. Identifiant des volumes et non des processus, toutes ces méthodes butent sur la difficulté fondamentale de « déconvoluer » à partir d'une information limitée une réalité complexe, où circulent des eaux très différentes par leur cheminement, leur qualité et leur ancienneté dans le bassin. Le problème essentiel vient d'une **interprétation souvent abusive en termes génétiques** des composantes identifiées en termes de cheminement, de vitesse ou d'origine spatio-temporelle selon la méthode utilisée : plusieurs combinaisons de processus et de facteurs pouvant a priori aboutir au

même résultat, il n'est généralement pas possible d'identifier avec certitude la combinaison réelle à partir d'une seule méthode.

Analysant la même réalité selon des points de vue et critères différents, elles aboutissent à des résultats qui ne sont pas directement comparables mais qui sont complémentaires. Comme l'ont suggéré SKLASH et FARVOLDEN (1979), CHRISTOPHERSEN et NEAL (1990) ou BONELL et FRITSCH (1997), **c'est par la combinaison de ces approches que pourra être enrichie et unifiée une théorie générale de la genèse des débits,** en associant informations hydriques, hydrologiques, isotopiques et géochimiques pour contraindre les interprétations et réduire ce problème de non-unicité.

6 – CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ainsi, loin de pouvoir être considéré comme un tout indifférencié et au fonctionnement linéaire – comme le supposent, plus ou moins implicitement, de nombreuses méthodes d'ingénierie hydrologique – un bassin versant apparaît comme un **système dynamique organisé et fortement non-linéaire** (par dépendance des conditions initiales, effets de seuil, interdépendance des paramètres) et souvent très sensible aux conditions extrêmes : un événement rare par la quantité ou l'intensité des forçages, une petite zone à paramètres extrêmes peuvent avoir une contribution importante au fonctionnement, sans commune mesure avec leur extension temporelle ou spatiale faible – d'où, dans l'étude des fonctionnements et régimes hydrologiques, le danger d'une prise en compte des seules moyennes temporelles ou spatiales, sans tenir compte de la distribution statistique réelle et de sa répartition spatio-temporelle.

En réponse aux forçages atmosphériques, le système « bassin versant » assure une **redistribution** temporelle et spatiale (verticale, latérale) des apports d'eau, mais les réponses sont très variables tant pour un même bassin selon son état hydrique que d'un bassin à l'autre selon leurs caractéristiques physiographiques – ce qui limite la transposabilité des résultats à d'autres conditions et milieux. L'approche dynamique et systémique a permis d'établir des « **clés de lecture** » de cette complexité, notamment grâce aux travaux menés sur de petits bassins de recherche : les principaux cheminements et processus hydrologiques et leurs larges gammes d'échelles de temps et d'espace caractéristiques, les seuils, forces et facteurs en jeu ont été identifiés ; des méthodes nouvelles (de mesure, de traçage) ont été mises au point ; des concepts nouveaux (« offre » et « demande » de stockage ou de transfert, zones et périodes « actives » ou « contributives » variables) ont été introduits, faciles à transposer à d'autres flux hydriques ou d'autres flux couplés.

Bien utilisées, ces clés peuvent grandement faciliter dans chaque cas l'identification des **processus et facteurs dominants** ou leurs combinaisons. C'est notamment le cas pour l'analyse des **événements exceptionnels,** très difficiles à observer directement du fait de leur rareté et à extrapoler à partir d'événements plus fréquents du fait des non-linéarités fonctionnelles : ces clés permettent d'identifier les combinaisons particulières de processus, facteurs et conditions alors en jeu – généralement par dépassement de certains seuils (COSANDEY,

1994 ; *figure 2*) – et d'en déduire les zones et périodes à risques. La forte dépendance des réponses aux conditions initiales explique que la fréquence des crues extrêmes ne puisse pas être directement déduite de celle des précipitations : des crues catastrophiques peuvent résulter de pluies fortes mais non exceptionnelles tombant sur des bassins déjà très humides.

Un résultat fondamental de cette approche dynamique et systémique pour la genèse des débits est qu'**un même flux peut être généré par plusieurs processus**. qu'**un même processus peut concerner des eaux d'âges et de qualités différents**, qu'**un même type d'eau peut suivre plusieurs cheminements**, et qu'en conséquence **la qualité de l'eau peut évoluer durant tout son transit dans un bassin**.

Mais il reste beaucoup à faire pour répondre à la question initiale des « chemins de l'eau » : longtemps négligée tant que les problèmes essentiels à résoudre (ressources en eau, contrôle des débits...) nécessitaient la connaissance des débits mais pas de leur provenance et pouvaient donc être traités à l'aide d'une approche globale des relations pluie-débits, cette question devient incontournable pour comprendre l'ensemble du cycle de l'eau, l'impact des changements d'occupation des terres et les couplages eau-énergie-matière (solutés, sédiments, biomasse) qu'imposent désormais de prendre en compte de nombreuses questions environnementales.

Les modèles hydrologiques étant d'excellents révélateurs de l'état et des progrès des connaissances en hydrologie puisqu'ils les intègrent en un tout cohérent, l'analyse de leurs différents types et de leurs avantages et limites respectifs est un bon moyen d'identifier les problèmes qui restent à résoudre pour répondre de façon satisfaisante à ces questions – comme tente de le montrer la deuxième partie de cette synthèse (AMBROISE, 1999).

REMERCIEMENTS

Cette synthèse a été réalisée dans le cadre du Programme National de Recherche en Hydrologie (PNRH). Elle avait été initiée à la demande du Département de Science du Sol de l'INRA (AMBROISE, 1991), et a été par ailleurs détaillée et développée pour un Programme TEMPUS Roumanie-UE (AMBROISE, 1998). Je remercie M. Vauclin (LTHE, Grenoble), P. Chevallier et J. Sircoulon (ORSTOM), A.V Auzet et J. Humbert (CEREG, Strasbourg), K. Beven (CRES, Lancaster) et les réviseurs anonymes de la Revue pour leurs corrections et suggestions à différents stades de la rédaction.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ABDUL A.S., GILLHAM R.W., 1984. Laboratory studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *Water Resour. Res., 20(6)*, 691-698.

ABDUL A.S., GILLHAM R.W., 1989. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. *J. Hydrol., 112*, 1-18.

ADJIZIAN-GÉRARD J., AMBROISE B., 1995. Topographie et précipitation locale : approche trigonométrique. *Ann. Géogr., 581/582*, 173-177.

AMBROISE B., 1986. Rôle hydrologique des surfaces saturées en eau dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes-Vosges), France. *In « Recherches sur l'Environnement dans la Région »*, Rentz O., Streith J., Zilliox L. [Ed.], Actes 1er Colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur, 27-28/6/86, ULP/Conseil de l'Europe, Strasbourg, 620-630.

AMBROISE B., 1988. Interactions eaux souterraines – eaux de surface dans le bassin du Ringelbach à Soultzeren (Hautes Vosges, France) : rôle hydrologique des surfaces saturées. *In « Interaction between Groundwater and Surface Water »*, Dahlblom P., Lindh G. [Ed.], Proc. Int. Symp. IAHR, Ystad (S), 30/5-3/6/1988, Univ. Lund (S), 231-238.

AMBROISE B., 1991. Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré – Processus et modèles. Séminaire « *Les Flux dans les Volumes Pédologiques et à leurs Limites : Approches à l'Échelle Spatiale du Bassin Versant* » du Conseil Scientifique du Département « Science du Sol » de l'INRA, Dijon, 26-27/03/1991. CEREG, Strasbourg, 53 p.

AMBROISE B., 1995. Topography and the water cycle in a temperate middle mountain environment : the need for interdisciplinary experiments. *Agric. For. Meteorol., 73*, 217-235.

AMBROISE B., 1998. *La Dynamique du Cycle de l'Eau dans un Bassin Versant - Processus, Facteurs, Modèles.* Programme TEMPUS S-JEP 09781/95 (coord. : R. Drobot, J.P. Carbonnel), HGA, Bucarest (RO) *(à paraître).*

AMBROISE B., 1999. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 – Modélisation systémique et dynamique. *Rev. Sci. Eau, 12/1 (à paraître).*

AMBROISE B. *et al.*, 1994. Les bassins de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). *In « Du Concept de BVRE à celui de Zone-Atelier dans les Recherches menées en Eaux Continentales »*, Houi D. et Verrel J.L. [Ed.], Actes du Séminaire National Hydrosystèmes, Paris, 10-11/5/1994, GIP Hydrosystèmes, CEMAGREF Éditions, 71-88.

AMBROISE B., AUZET A.V., HUMBERT J., MERCIER J.L., NAJJAR G., PAUL P., VIVILLE D., 1995. Le cycle de l'eau en moyenne montagne tempérée : apport des bassins versants de recherche vosgiens (Ringelbach, Strengbach, Fecht). *Ann. Géogr., 581/582*, 64-87

AMBROISE B., GOUNOT M., MERCIER J.L., 1982. Réflexions sur la modélisation mathématique du cycle hydrologique à l'échelle d'un bassin versant. *Rech. Géogr. à Strasbourg* 19/20/21, 5-24.

AMBROISE B., NAJJAR G., 1983. Cartographie de l'évapotranspiration journalière en région montagneuse. Application au petit bassin du Ringelbach, Hautes Vosges (France). *Les Colloques de l'INRA, 15*, 187-200.

ANDERSON M.G., BURT T.P., 1978. The role of topography in controlling throughflow generation. *Earth Surf. Proc. Landf., 3*, 331-344.

ANDERSON M.G., BURT T.P., 1982. The contribution of throughflow to storm runoff : an evaluation of a chemical mixing model. *Earth Surf. Proc. Landf., 7*, 565-574.

ANDERSON M.G., BURT T.P. [Ed.], 1990. Process Studies in Hillslope Hydrology. Wiley, 539 p.

ATKINSON T.C., 1978. Techniques for measuring subsurface flow on hillslopes. *In « Hillslope Hydrology »*, M.J. Kirkby [Ed.], Wiley, 73-120.

BARIAC T., MAILLARD P., BONNEFOND J.M., 1996. Apports de la méthodologie isotopique à l'analyse du transfert de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère. *In « Tome 1 : De la Plante au Couvert Végétal »*, Cruiziat P., Lagouarde J.P. [Ed.], Actes École Chercheurs INRA en Bioclimatologie, Le Croisic, 3-7/4/1995, INRA, 593-616.

BAZEMORE D.E., ESHLEMAN K.N., HOLLENBECK K.J., 1994. The rôle of soil water in stormflow generation in a forested headwater catchment : synthesis of natural tracer and hydrometric evidence. *J. Hydrol., 162*, 47-75.

BETSON R.P., 1964. What is watershed runoff? *J. Geophys. Res., 69*, 1541-1552.

BEVEN K.J., 1989. Interflow. *In « Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice »*, H.J. Morel-Seytoux [Ed.], NATO ASI Series C, vol. 275, Kluwer Academic Publ., 191-219.

BEVEN K.J., KIRKBY M.J. [Ed.], 1993. Channel Network Hydrology. Wiley, Chichester, 319 p.

BLÖSCHL G., KIRNBAUER R., GUTKNECHT D., 1991. Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment, I. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. *Water Resour. Res., 27(12)*, 3171-3179.

BOARDMAN J., FOSTER I.D.L., DEARING J.A. [Ed.], 1990. Soil Erosion on Agricultural Land. Wiley, 687 p.

BONELL M., 1993. Progress in the understanding of runoff generation dynamics in forests. *J. Hydrol., 150*, 217-275.

BONELL M., BALEK J., 1993. Recent scientific developments and research needs in hydrological processes of the humid tropics. *In « Hydrology and Water Management in the Humid Tropics »*, M. Bonell, Hufschmidt M.M., Gladwell J.S. UNESCO-Cambridge University Press, 167-206.

BONELL M., FRITSCH J.M., 1997. Combining hydrometric-hydrochemistry methods : a challenge for advancing runoff generation process research. *In « Hydrochemistry »*, N.E. Peters, A. Coudrain-Ribstein [Ed.], *IAHS Publ., 244*, 165-184.

BOULET R., CHAUVEL A., HUMBEL F.X., LUCAS Y., 1982. Analyse structurale et cartographie en pédologie, 1– Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique : les études de toposéquences et leurs principaux apports à la connaissance des sols. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol., 19(4)*, 309-321.

BRUTSAERT W.H., 1982. Evaporation into the Atmosphere – Theory, History and Applications. Reidel Publ. Comp., Dordrecht (NL), 299 p.

BUTTLE J.M., 1994. Isotope hydrograph separations and rapid delivery of pre-event water from drainage basins. *Progress in Physical Geography, 18(1)*, 16-41.

CALLÈDE J., HALLAIRE M., DAUDET F.A., 1978. Oscillations journalières de la profondeur des nappes en l'absence de précipitations. *Ann. Agron., 29(2)*, 111-122.

CAPPUS P., 1960. Bassin expérimental d'Alrance – Étude des lois de l'écoulement – Application au calcul et à la prévision des débits. *La Houille Blanche*, N° A, 493-520.

CHEVALLIER P., POUYAUD B. [Ed.], 1996. L'Hydrologie Tropicale : Géoscience et Outil de Développement. IAHS Publ. N° 238, 435 p.

CHOCAT B. [Ed.], 1997. *Encyclopédie de* l'Hydrologie Urbaine et de l'Assainissement. Édition Technique et Documentation, Lavoisier, 1124 p.

CHRISTOPHERSEN N., NEAL C., 1990. Linking hydrological, geochemical and soil chemical processes on the catchment scale : an interplay between modeling and field work. *Water Resour. Res., 26(12)*, 3087-3100.

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

CHURCH M.R., HORNBERGER G.M. [Ed.], 1990. Hydrogeochemical Responses of Forested Catchments. *Water Resour. Res.* (Special Section), *26(12)*, 2947-3100.

COSANDEY C., 1990. L'origine des crues dans les bassins-versants élémentaires. *Ann. Géogr., 556*, 641-659.

COSANDEY C., 1994. Formation des crues *« cévenoles » dans des bassins élémentaires* du Mont-Lozère. *Rev. Sci. Eau, 7*, 377-393.

COSANDEY C., DIDON-LESCOT J.F., 1990. Étude des crues cévenoles : conditions d'apparition dans un petit bassin forestier sur le versant sud du Mont-Lozère, France. *IAHS Publ., 191*, 103-115.

CRAVE A., GASCUEL-ODOUX C., 1997. The influence of the topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrol. Process., 11*, 203-210.

CROUZET E., HUBERT P., OLIVE P., SIWERTZ E., MARCE A., 1970. Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface – Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. *J. Hydrol. 11*, 217-229.

DE MARSILY G., 1981. Hydrogéologie Quantitative. Masson, 215 p.

DE MARSILY G., 1986. Quantitative Hydrogeology – Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, 440 p.

DOSSEUR H., 1964. Contribution à la définition de caractéristiques d'état du bassin expérimental d'Alrance (Aveyron) pour la prévision hydrologique. Thèse Doct. 3e cycle, Univ. Montpellier-EDF, Montpellier, 178 p. + ann.

DUBAYAH R., DOZIER J., DAVIS F.W., 1990. Topographic distribution of clear-sky radiation over the Konza prairie, Kansas. *Water Resour. Res., 26(4)*, 679-690.

DUBREUIL P.L., 1985. Review of field observations of runoff generation in the tropics. *J. Hydrol., 80*, 237-264.

DUBREUIL P.L., 1986. Review of relationships between geophysical factors and hydrological characteristics in the tropics. *J. Hydrol., 87*, 201-222.

DUNNE T., 1978. Field studies of hillslope flow processes. *In « Hillslope Hydrology »*, M.J. Kirkby [Ed.], Wiley, 227-293.

DUNNE T., BLACK R.D., 1970. An experimental investigation of runoff production in permeable soils. *Water Resour. Res., 6(2)*, 478-490.

DUNNE T., MOORE T.R., TAYLOR C.H., 1975. Recognition and prediction of runoff-producing zones in humid regions. *Hydrol. Sci. Bull., 20(3)*, 305-327.

FONTES J.C., 1976. Les isotopes du milieu dans les eaux naturelles. *La Houille Blanche*, 3-4, 205-221.

FREEZE R.A., 1974. Streamflow generation. *Rev. Geophys., 12(4)*, 627-647.

FRITZ P., FONTES J.C. [Ed.], 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, 1 – The Terrestrial Environment. Elsevier, 532 p.

GASCUEL-ODOUX C., CROS-CAYOT S., DURAND P., 1996. Spatial variations of sheet flow and sediment transport of an agricultural field. *Earth Surf. Proc. Landf., 21*, 843-851.

GERITS J.J.P., LIMA M.P. de, VAN DEN BROEK T.W.M., 1990. Overland flow and erosion. *In « Process Studies in Hillslope Hydrology »*, M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester, 173-214.

GERMANN P.F., 1990. Macropores and hydrologic hillslope processes. *In Process Studies in Hillslope Hydrology »*, M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester, 327-363.

HERRMANN A., FINKE B., SCHÖNIGER M., MALOSZEWSKI P., STICHLER W., 1990. The environmental tracer approach as a tool for hydrological evaluation and regionalization of catchment system. *IAHS Publ., 191*, 45-58.

HEWLETT J.D., 1961. Watershed Management. *In « Annual Report 1961 »*, USDA Forest Service, Southeastern Forest Experiment Station, Asheville (NC, USA), 61-66.

HEWLETT J.D., 1974. Comments on letters relating to « Role of subsurface flow in generating surface runoff, 2. Upstream source areas » by R. Allen Freeze. *Water Resour. Res., 10*, 605-607.

HEWLETT J.D., HIBBERT A.R., 1963. Moisture and energy conditions within a sloping soil mass during drainage. *J. Geophys. Res., 68(4)*, 1081-1087.

HEWLETT J.D., HIBBERT A.R., 1967. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *In « Forest Hydrology »*, W.E. Sopper, H.W. Lull [Ed.], Pergamon, Oxford (UK), 275-290.

HÖTZL H., WERNER A. [Ed.], 1992. Tracer Hydrology. Balkema, Rotterdam (NL), 464 p.

HOOPER R.P., CHRISTOPHERSEN N., PETERS N.E., 1990. Modelling streamwater chemistry as a mixture of soilwater end-members – An application to the Panola Mountain catchment, Georgia, USA. *J. Hydrol., 116*, 321-343.

HORTON R.E., 1933. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. Amer. Geophys. Union, 14*, 446-460.

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

HUMBERT J., NAJJAR G., 1992. Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré – Analyse de la littérature francophone. CEREG-ULP, Strasbourg, 85 p.

HURSH C.R., 1936. Storm-water and absorption. *Trans. Amer. Geophys. Union, 17*, 301-302.

HURSH C.R., BRATER E.F., 1941. Separating storm hydrographs from small drainage areas into surface and subsurface flow. *Trans. Amer. Geophys. Union, 22*, 863-870.

KIRKBY M.J. [Ed.], 1978. Hillslope Hydrology. Wiley, 389 p.

KIRKBY M.J., 1985. Hillslope hydrology. *In « Hydrological Forecasting »*, M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, 37-75.

LESAFFRE B., ZIMMER D., 1987. Régime hydrique d'un sol drainé : comparaison des phases débit de pointe et tarissement. *Science du Sol, 25(4)*, 217-229.

LINSLEY R.K., KOHLER M.A., PAULHUS J.L.H., 1982. Hydrology for Engineers, 3rd edition, McGraw-Hill, 508 p.

LOŸE-PILOT M.D., 1990. Isotopic and chemical hydrograph separation for a forested headwater mediterranean stream flood – A critical view. *In « Hydrological Research Basins and the Environment »*, J.C. Hooghart, C.W.S. Posthumus, P.M.M. Warmerdam [Ed.], TNO Committee Hydrol. Res. Proc. and Inform. N° 44, CHO-TNO, Den Haag (NL), 189-198.

LUDWIG B., AUZET A.V., BOIFFIN J., PAPY F., KING D., CHADOEUF J., 1996. États de surface, structure hydrographique et érosion en rigole de bassins versants cultivés du Nord de la France. *Étude et Gestion des Sols, 3(1)*, 53-70.

MALOSZEWSKI P., RAUERT W., STICHLER W., HERRMANN A., 1983. Application of flow models in an alpine catchment area using tritium and deuterium data. *J. Hydrol., 66*, 319-330.

MÉROT P. (1988) : Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol. Continent., 3(2)*, 105-115.

NEAL C., HORNUNG M. [Ed.], 1991. Transfer of Elements through the Hydrological Cycle. *J. Hydrol.* (Special Issue), *116*, 416 p.

PENMAN H.L., 1963. Vegetation and Hydrology. Commonwealth Bureau of Soils, *Technical Communication No 53*, Commonwealth Agricultural Bureaux, Farnham Royal, Bucks (UK), 124 p.

PERRIER A., RIOU C. [Ed.], 1985. Les Besoins en Eau des Cultures. CIID, INRA, Paris, 929 p.

PILGRIM D.H., HUFF D.D., STEELE T.D., 1979. Use of specific conductance and contact time relations for separating flow components in storm runoff. *Water Resour. Res., 15(2)*, 329-339.

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

POURRIOT R., MEYBECK M. [Ed.], 1995. Limnologie Générale. Masson, Collection d'Écologie n° 25, 956 p.

ROCHEFORT M., TRICART J., 1959. Rôle de l'écoulement sub-superficiel dans l'alimentation de certains cours d'eau. *C.R. Acad. Sci., 248*, 267-270.

RODHE A., 1987. The origin of Streamwater Traced by Oxygen-18. Uppsala Univ. Dept. Phys. Geogr. Div. Hydrol., *Report Series A N° 41*, 260+73 p.

SCANLON B.R., TYLER S.W., WIERENGA P.J. (1997) : Hydrologic issues in arid, unsaturated systems and implications for contaminant transport. *Rev. Geophys., 35(4)*, 461-490.

SCHMUGGE T.J., ANDRÉ J.C. [Ed.], 1991. Land Surface Evaporation – Measurement and Parametrization. Springer Verlag, 424 p.

SKLASH M.G., 1990. Environmental isotope studies of storm and snowmelt runoff generation. *In « Process Studies in Hillslope Hydrology »*, M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley, Chichester, 401-435.

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

WHIPKEY R.Z., 1965. Subsurface stormflow from forested slopes. *Hydrol. Sci. Bull., 10(2)*, 74-85.

YAIR A., LAVEE H., 1985. Runoff generation in arid and semi-arid zones. *In « Hydrological Forecasting »*, M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley., 183-220.