



HAL
open science

Le versant et le bassin versant. Quelques aperçus sur la formation des crues et la production du ruissellement

Charles Obled, Georges-Marie Saulnier

► **To cite this version:**

Charles Obled, Georges-Marie Saulnier. Le versant et le bassin versant. Quelques aperçus sur la formation des crues et la production du ruissellement. *La Houille Blanche - Revue internationale de l'eau*, 1999, 54 (7-8), pp.42-53. <halsde-00441681>

HAL Id: halsde-00441681

<https://hal.science/halsde-00441681v1>

Submitted on 6 May 2021

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



HAL Authorization

Le versant et le bassin versant : quelques aperçus sur la formation des crues et la production du ruissellement

Slope and catchment : Insights in flooding and runoff

par Ch. Obled et G. M Saulnier

Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
(LTHE - UMR 5564, CNRS-INPG-IRD-UJF)

This presentation aims at a state of the art on the current knowledge on flood flow generation in small to medium-sized catchments (some 10 to a few 100km²), separating well-established concepts from present interrogations. Building on recent works, one shall address the role of topography, soil and land cover, as well as the role of rainfall distribution in space. More recently, some concerns have appeared from man-made effects (like tile drains or other artificial networks: roads, embankments, ditches) which will be briefly considered. Model limitations, as well as those of instrumentation, will also be addressed as limiting factors for our knowledge and therefore for the engineering answers that can be brought to flood forecasting and mitigation. Finally, one will consider whether there are different ways of working depending on normal or extreme conditions, and some related but open questions.

I ■ INTRODUCTION

Jusque dans les années 1970, la communauté scientifique a privilégié, pour expliquer la formation des débits de crues, une conception popularisée par l'agronome R.E. Horton [1]. Celle-ci suppose que le contrôle du ruissellement se fait entièrement par la capacité d'infiltration du sol, qui accepte en entrée une partie de la pluie et met le reliquat à la disposition du ruissellement. Cette fraction ruisselée va gagner le réseau hydrographique par un cheminement superficiel et constituer l'essentiel du volume de crue. La fraction infiltrée, elle, va percoler dans le sol jusqu'à rejoindre une nappe qu'elle contribuera à recharger, et qui participera, mais avec retard, au soutien des débits ultérieurs.

Ce schéma, certainement pertinent pour le type de problème et d'environnement qui préoccupait R.E. Horton, a eu le tort de séduire l'ensemble de la communauté hydrologique. Certes, des voix se sont élevées dès les années 1940 pour contester son universalité, mais sa simplicité et sa cohérence apparente ont fait qu'il s'est imposé. Il a même été conforté pendant les décennies 1955 à 75 par l'avènement des ordinateurs et des premiers modèles hydrologiques "déterministes". Ceux-ci largement conçus aux Etats-Unis (Modèle SSAR du Corps des Ingénieurs, Modèle de l'Université de Stanford, Modèle de Sacramento, etc.) proposaient une représentation

séduisante, complexe et soit-disant "complète" du cycle hydrologique, qui n'incluait cependant que ce seul schéma de Horton pour la génération des débits de crues.

Après avoir montré ses vertus sur des environnements appropriés, mais aussi sur d'autres !, au prix de quelques adaptations et contorsions conceptuelles, il a fallu se rendre à l'évidence et reconnaître que sur certains types de bassins, tout aussi largement répandus, ce schéma n'expliquait que médiocrement les débits et pas du tout la présence importante, voire majoritaire, d'eau souterraine dans les volumes de crue... Certains expérimentateurs [2] le clamaient depuis des années, mais leurs résultats étaient suspects d'être localisés et spécifiques, et curieusement, il a fallu attendre la fin des années 1970, et l'avènement de modèles concurrents fondés sur un autre concept pour que la communauté accepte une vision plus équilibrée des mécanismes de formation des crues.

La communauté hydrologique française, (ainsi que des voisins proches, suisses notamment [3] [4]...), a produit depuis le début des années 1990 un ensemble de travaux substantiel qui tend à conforter ces nouvelles approches dans nos environnements collinaires, montagnards, mais aussi méditerranéens. C'est essentiellement sur ces travaux que cette synthèse s'appuiera pour résumer ces nouveaux concepts. Pour autant, cette vision d'aujourd'hui est-elle enfin "exhaustive", et quelles sont les nouvelles interroga-

tions qu'elle suscite ? Enfin, comment cette connaissance, fondée sur l'observation encore trop limitée mais déjà bien difficile, des événements courants, peut-elle s'extrapoler aux événements rares qui nous préoccupent ? C'est ce que nous essaierons d'évoquer à la fin de cet exposé.

II ■ FONCTIONNEMENT DES SOLS À L'ÉCHELLE DE LA "PARCELLE"

Si l'on considère le schéma "classique" de Horton, la vision qu'il propose est très liée à la notion de "colonne" de sol, sol dont les propriétés intrinsèques "structure et texture" impliquent certaines propriétés hydrodynamiques. Celles-ci, complétées par l'état hydrique initial, définissent quasi complètement les capacités d'infiltration de ce sol face à un apport d'eau météorique.

Résumé de manière un peu caricaturale, ce schéma suppose donc, dans son acceptation la plus répandue :

- que l'entrée de l'eau dans le sol, l'infiltration, est contrôlée par les conditions de surface du sol, et qu'elle est suivie d'une percolation relativement lente vers une nappe unique et relativement profonde,
- qu'il n'y a donc pas de rétroaction majeure de cette nappe sur le fonctionnement de la surface pendant l'événement,
- que la pente du terrain ne joue aucun rôle dans l'infiltration. Si la pluie excède la capacité d'infiltration, le sol trouvera toujours à s'approvisionner en eau selon sa demande, même si l'eau peut s'évacuer rapidement,
- que la latéralisation des écoulements dans le sol non saturé est secondaire : l'essentiel du transfert souterrain latéral se fait par la nappe supposée profonde, donc avec retard, et l'eau concernée n'apparaît pas majoritairement dans les volumes de crue pendant l'événement,
- et que les écoulements latéraux rapides ne peuvent donc provenir que d'un ruissellement en lame à la surface du sol.

Ajoutons que les modèles qui en découlent supposent souvent (même si les physiciens des sols en disconviennent) que deux colonnes de sols qui ont les mêmes caractéristiques (texture et structure) ont constamment le même état hydrique, même si une des parcelles est en haut de versant et l'autre proche de la rivière...

Un tel schéma a cependant fait ses preuves, sur des sols majoritairement dénudés (pays semi-arides, zones de cultures intensives avec longues périodes de sols nus) et sous des intensités extrêmes, où l'eau de pluie de l'épisode formait l'essentiel du volume de crue. Malheureusement, sur de nombreux autres bassins, des observations contradictoires de plus en plus nombreuses sont venues confirmer l'existence d'une proportion importante d'eau souterraine dans les débits de crues de nos rivières... Il a donc fallu d'abord trouver des explications à ces observations.

2.1 ● L'intumescence de nappe

Dans un sol "homogène", (assez hypothétique), mais présentant un versant incliné, l'idée qui a émergé est celle d'une intumescence de la nappe. A l'équilibre initial, la nappe est relativement horizontale ou à peine inclinée pour alimenter la rivière. Bien que chaque "colonne" de sol juxtaposée pour constituer le massif poreux soit identique en termes de matrice

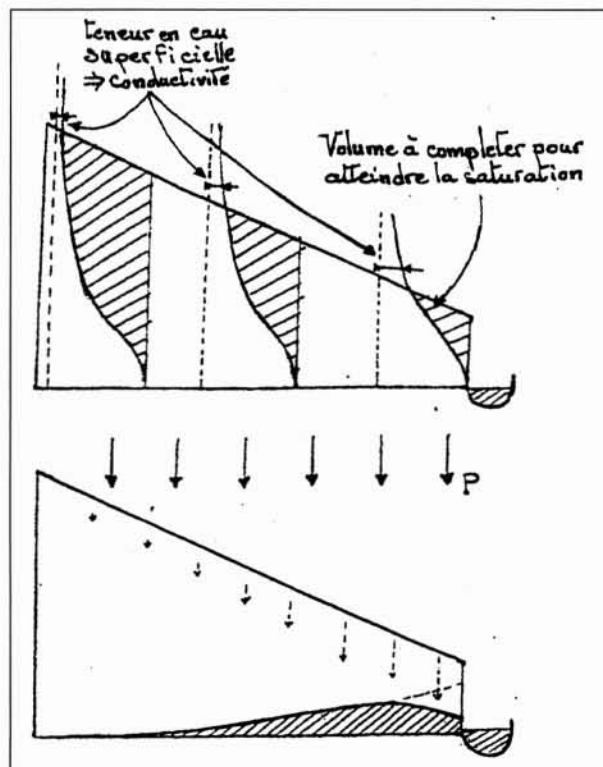
poreuse, il se développe, à cause de la capillarité, un état initial d'humidité très différencié au fur et à mesure que l'on s'approche de la rivière (Figure 1.a). De ce fait le déficit à combler pour atteindre la saturation totale est de plus en plus réduit au fur et à mesure que l'on approche de la berge. De plus, le sol non saturé est d'autant plus conducteur qu'il est humide, ce qui accélère la progression de l'eau vers la nappe.

Tout cela concourt à ce que l'eau qui s'infiltré au voisinage de la rivière comble rapidement le déficit du sol qui, saturé, devient partie intégrante de la nappe libre. Par contre, plus on s'éloigne sur le versant, plus l'eau met de temps à gagner la nappe, qui tend à rester proche de son état initial. Il se développe donc un excédent, une surélévation de la nappe qui va se propager progressivement de la berge vers l'amont. Mais sur la berge et dans son voisinage, cette nappe recoupe la surface du terrain et se trouve mise à la pression atmosphérique. Donc elle suinte et se draine en créant un fort gradient gravitaire : la nappe prend la forme d'une intumescence qui penche fortement vers la rivière, d'où un flux substantiel dans cette direction (Figure 1.b).

Si on augmente la pluie, et même si l'eau peut toujours s'infiltrer sans problème dans la partie non saturée du massif, la nappe va encore gonfler mais cette fois au point d'affleurer et de suinter, d'"exfiltrer", non seulement sur la berge mais aussi sur le versant. Celui-ci, saturé par dessous, i.e. par remontée de la nappe, n'acceptera plus l'eau de pluie, qui va donc entièrement ruisseler sur ces surfaces saturées.

2.2 ● Sols stratifiés et nappes perchées temporaires

Mais la majorité des sols ne sont pas homogènes, ou ne le restent pas : ils présentent souvent une stratification où la présence d'interfaces plus ou moins marquées provient d'une



1. Intumescence de nappe dans un massif homogène
a) état initial b) état intermédiaire.

superposition de sols due à leur formation (recouvrement alluvial, morainique, etc.), ou à des contrastes :

- sol sain / sol altéré par l'érosion, par la chimie etc. (ex: les schistes),
- sol en place / sol travaillé (ex: semelle de labour),
- sol en place / couche superficielle avec zone racinaire et vie faunique,
- sol en place avec micropores seulement /sol superficiel avec micropores et avec macropores (cf ci-dessous).

Dans ce cas, on montre que l'eau infiltrée, quand elle rencontre une telle interface, moins conductive et qui limite sa progression :

- tend à s'accumuler, et donc à saturer la zone de sol située au dessus de l'interface,
- cette zone saturée constitue alors une nappe libre, qui va se mettre à couler latéralement, sous l'effet de la gravité, dans l'horizon superficiel,
- créant ainsi une nappe perchée temporaire (dont la durée est liée à la persistance de l'événement et à la capacité de ressuyage latéral),
- celle-ci va éventuellement gonfler et affleurer rapidement à la surface du sol (car le volume à remplir pour saturer cette couche superficielle est "modeste") créant ainsi des zones temporairement saturées qui exfiltrent et refusent l'entrée de la pluie.

C'est au fond le même mécanisme que l'intumescence de nappe dans un massif homogène, sauf que l'on crée d'abord la nappe, dans un "massif" beaucoup moins épais (la couche supérieure) et qui conduit beaucoup plus vite au suintement (cf Figure 2) .

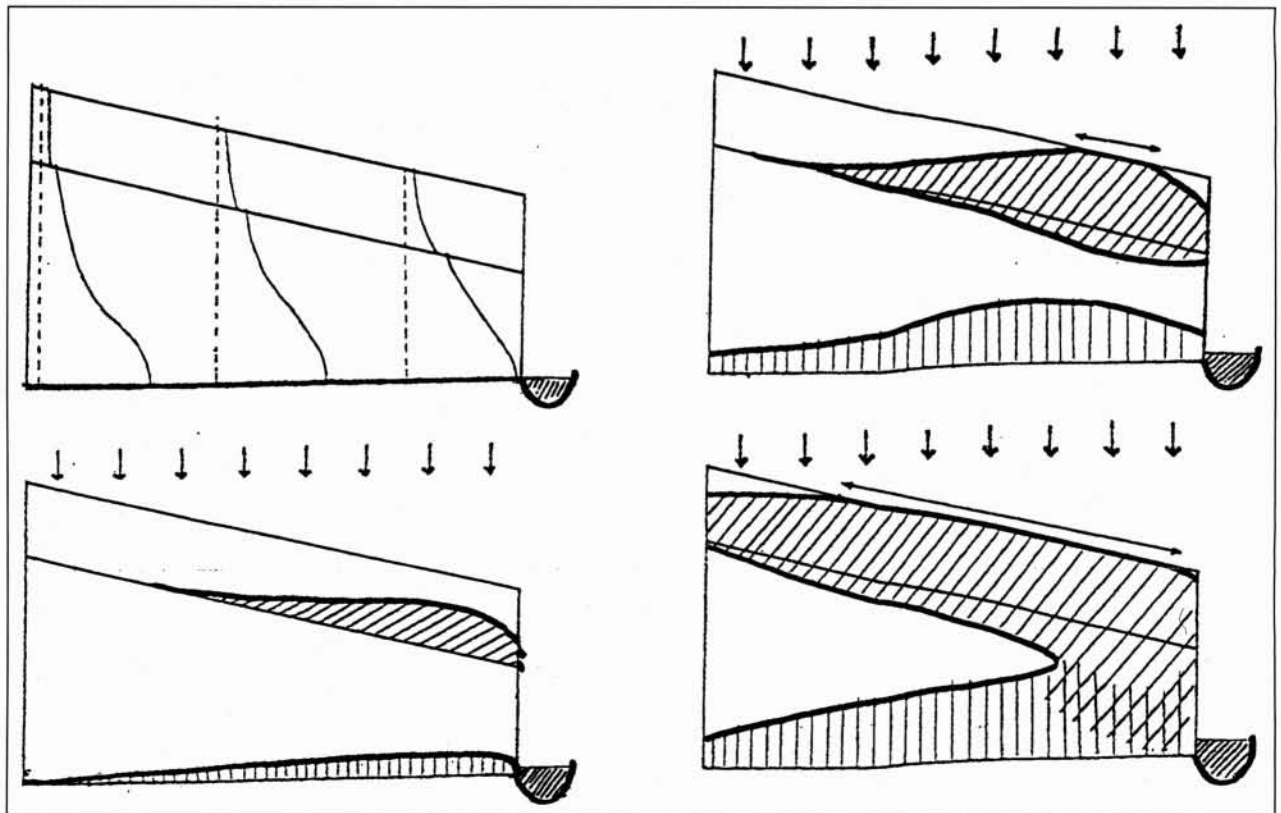
Pour revenir au schéma classique de Horton, une colonne de sol de cette couche superficielle, prélevée au début de l'épisode, aurait montré un état initial et des capacités d'infiltration, vis-à-vis d'une pluie même intense, qui ne laisserait pas présumer une saturation aussi rapide au cours de l'épisode. Mais en fait pour les colonnes situées en pied de versant, cette saturation a été accélérée par la création d'une nappe temporaire et l'apport latéral d'eau venue la saturer "par dessous", au point de la rendre assez rapidement saturée, quasi "imperméable" vis-à-vis de la précipitation, et même suintante voire exfiltrante à travers la surface du versant...

Ces concepts ont été largement observés et instrumentés, puis reproduits par simulation numérique sur des massifs de sols de plus en plus "réalistes", (ou tout au moins complexes), entre autres par A. Taha [5], F. Lemeillour [6], et F. Gomis [7].

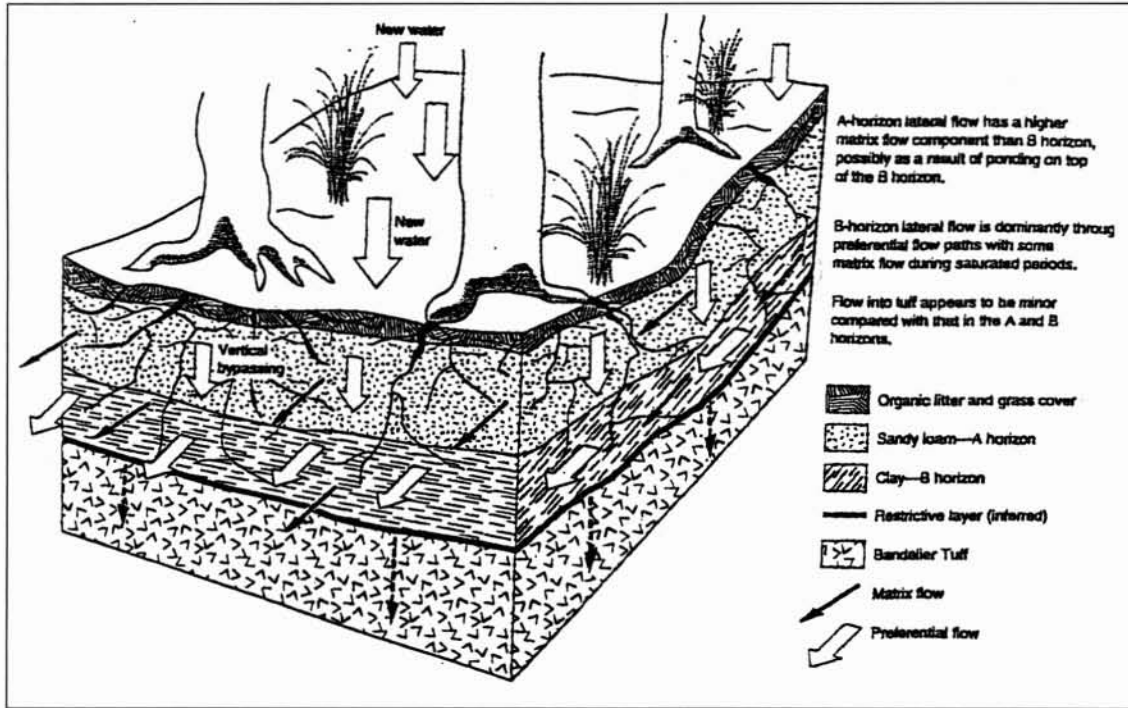
2.3 ● Le rôle des macropores

Signalons aussi que la présence de macropores tend à renforcer encore ces phénomènes dans la couche superficielle. Ceux-ci ont été étudiés en détail pour la première fois par Germann (par exemple [8]). Ils ont différentes natures et origines (fentes de retrait, galeries liées à la vie biologique végétale ou faunique, etc. cf. Figure 3). En cas de pluie intense, ils ont potentiellement deux effets :

- amener l'eau rapidement au niveau de l'interface inférieure, moins conductive,
- et, vu leur anisotropie fréquente, augmenter fortement (d'un ou deux ordres de grandeur) les conductivités latérales, dans le sens de la pente du versant.



2. Intumescence de nappe dans un massif stratifié
a) état initial ; c) et d) états intermédiaires successifs.



3. Exemple de sol forestier avec macropores induisant, en sus du flux matriciel, un flux d'écoulement préférentiel. (Newman et al [10])

Toutefois, vu leur taille, il faut, pour qu'ils se remplissent et s'activent :

- en cas de pluie d'intensité modérée : que le sol soit parvenu à quasi saturation. En effet les forces capillaires remplissent d'abord la matrice poreuse, puis au voisinage de la saturation, mais seulement à ce moment-là, les macropores,
- en cas de pluie d'intensité forte : une partie de l'eau est refusée par l'infiltration mais peut s'engouffrer gravitairement dans les macropores. Même si les forces capillaires en prélèvent une partie le long des parois, ces derniers arrivent à s'activer même dans un sol encore partiellement non saturé.

D'où un fonctionnement en quasi tout ou rien, qui renforce encore la non linéarité de l'ensemble.

On peut même schématiser cette couche de sol superficiel comme la juxtaposition :

- d'un massif poreux relativement homogène, astreint à la loi de Darcy généralisée,
- et d'un réseau de macropores, plus ou moins anisotrope, qui fonctionne gravitairement.

Ces effets conduisent à des conductivités latérales supérieures de un à deux ordres de grandeur à la conductivité verticale, comme l'ont observé par exemple Widiatmaka [9] sur des sols cultivés, mais aussi Taha [5] et Lemeillour [6], ou Newman et al. [10], sur des sols forestiers même en zone semi-aride ou méditerranéenne, avec des valeurs atteignant le m/h...!

En conclusion de ce fonctionnement relativement "local", notamment en pied de versant ou au voisinage des rivières, on est convaincu aujourd'hui que l'on peut alimenter relativement "vite" le sol et créer des nappes temporaires aux interfaces, qui vont circuler dans cette couche superficielle. (C'est le fameux "écoulement hypodermique" tant décrié dans les années 1960 et 70, faute alors de pouvoir l'instru-

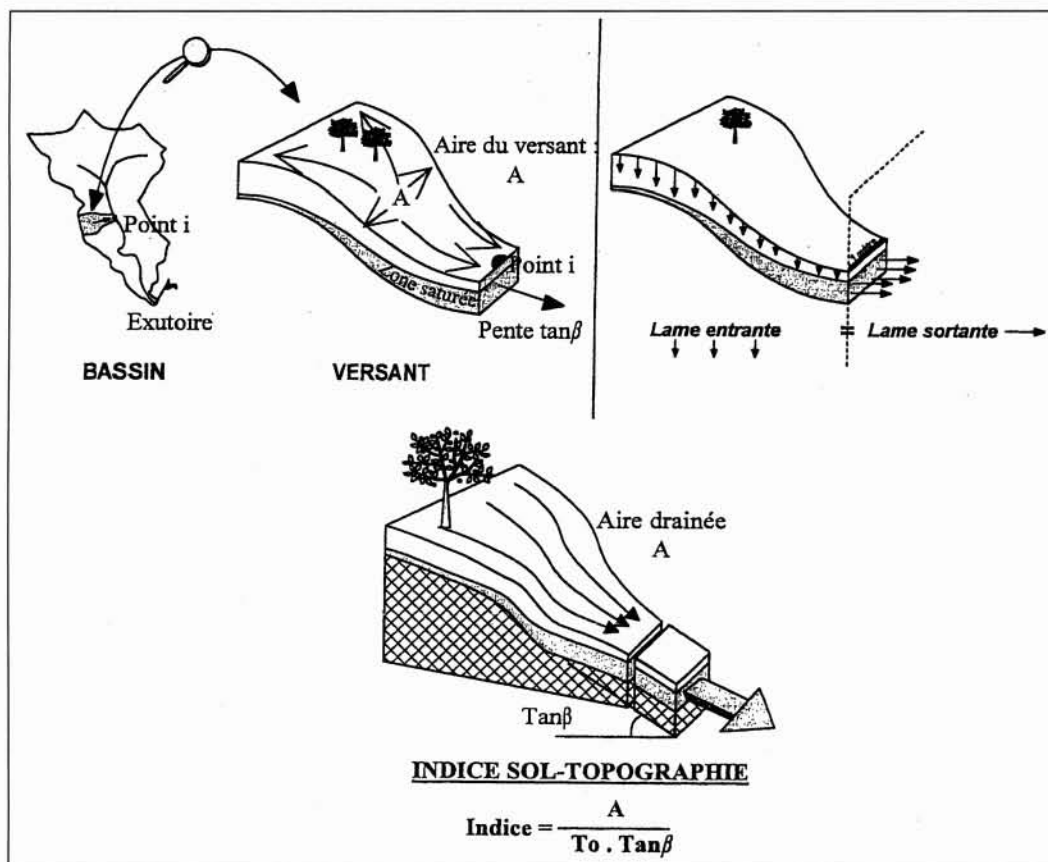
menter). De plus ces nappes vont affleurer et développer par suintement des zones saturées temporairement imperméables, incapables d'absorber la pluie qui, sur ces zones particulières, ruissellera complètement.

III ■ FONCTIONNEMENT DES "VERSANTS"

Au-delà de ce fonctionnement "à la parcelle", ou sur des extensions relativement courtes, il faut comprendre comment s'organisent les écoulements dans le versant, défini ici comme un "tube de courant" partant du drain (la rivière) jusqu'à la crête, en intégrant notamment la variabilité spatiale des caractéristiques du terrain sur ce domaine marqué par une forte élévation.

Sur un tel domaine, le schéma de Horton privilégiait essentiellement la variabilité spatiale de l'infiltration : celle-ci présente des variations ponctuelles atteignant couramment un ou deux ordres de grandeur, même pour un type de sol donné et relativement homogène. Ce schéma autorise que des zones dont la surface se sature par dépassement de la capacité d'infiltration, donc "par dessus", refusent l'eau des précipitations, qui commence alors à ruisseler, mais qui trouvera peut-être en aval l'occasion de se réinfiltrer. Cela dépendra donc de l'organisation spatiale de cette variable particulière : la capacité d'infiltration (combinée éventuellement avec la répartition spatiale de la pluie) mais aussi de l'existence ou non d'une microtopographie qui, une fois qu'elle a concentré l'eau, en limite fortement la réinfiltration. On citera à ce sujet les différents travaux de K. Loague [11] par exemple.

Au contraire, dans le cas d'un fonctionnement par développement de zones saturées contributives, l'organisation spatiale de ces zones saturées dépendra plutôt de la capacité



4. Schématisation du versant pour définir un indice pédo-topographique.

subsurfactive des sols à s'engorger, à se saturer "par dessous", à cause des remontées de nappes et des flux qu'elles apportent.

3.1 ● Capacité d'engorgement et indice pédo-topographique

Une façon simplifiée pour conceptualiser ces effets a consisté à définir des indices d'engorgement. Dans l'hypothèse où le bassin pourrait rester quelques temps dans un état de fonctionnement "stationnaire" (par exemple sous l'effet d'une pluie prolongée et régulière) on peut imaginer que le versant va atteindre un état d'équilibre.

On suppose de plus que la capacité d'infiltration (incluant les macropores éventuels) est telle que toute la pluie peut s'infiltrer et gagner une nappe superficielle qui s'écoule en souterrain vers le pied du versant.

Alors, si on considère un petit tronçon de ligne de niveau (isohypse) en travers du versant (cf. Figure 4) :

- le flux arrivant de l'amont, sous cette pluie "constante" va essentiellement dépendre de la surface collectrice amont A, dont l'eau doit obligatoirement transiter à travers ce tronçon,
- mais ce flux ne peut transiter vers l'aval que grâce à la transmissivité du sol T, et à la pente hydraulique de l'écoulement souterrain.
- Ce flux évacué a un maximum, qui correspond à l'utilisation complète du profil de sol sur toute son épaisseur, soit T_o la transmissivité maximale de ce profil.
- Et si on y ajoute l'hypothèse que la pente hydraulique d'une nappe de versant est voisine de la pente topographique $\tan\beta$, alors le flux évacué est, au maximum, proportionnel à $T_o \cdot \tan\beta$.

La capacité d'engorgement est donc fonction, au point considéré, du rapport entre :

- d'une part, la capacité à collecter de l'eau à l'amont du point considéré
- et d'autre part la capacité à l'évacuer en souterrain vers l'aval,

donc fonction de :

$$\frac{A}{T_o \cdot \tan\beta}$$

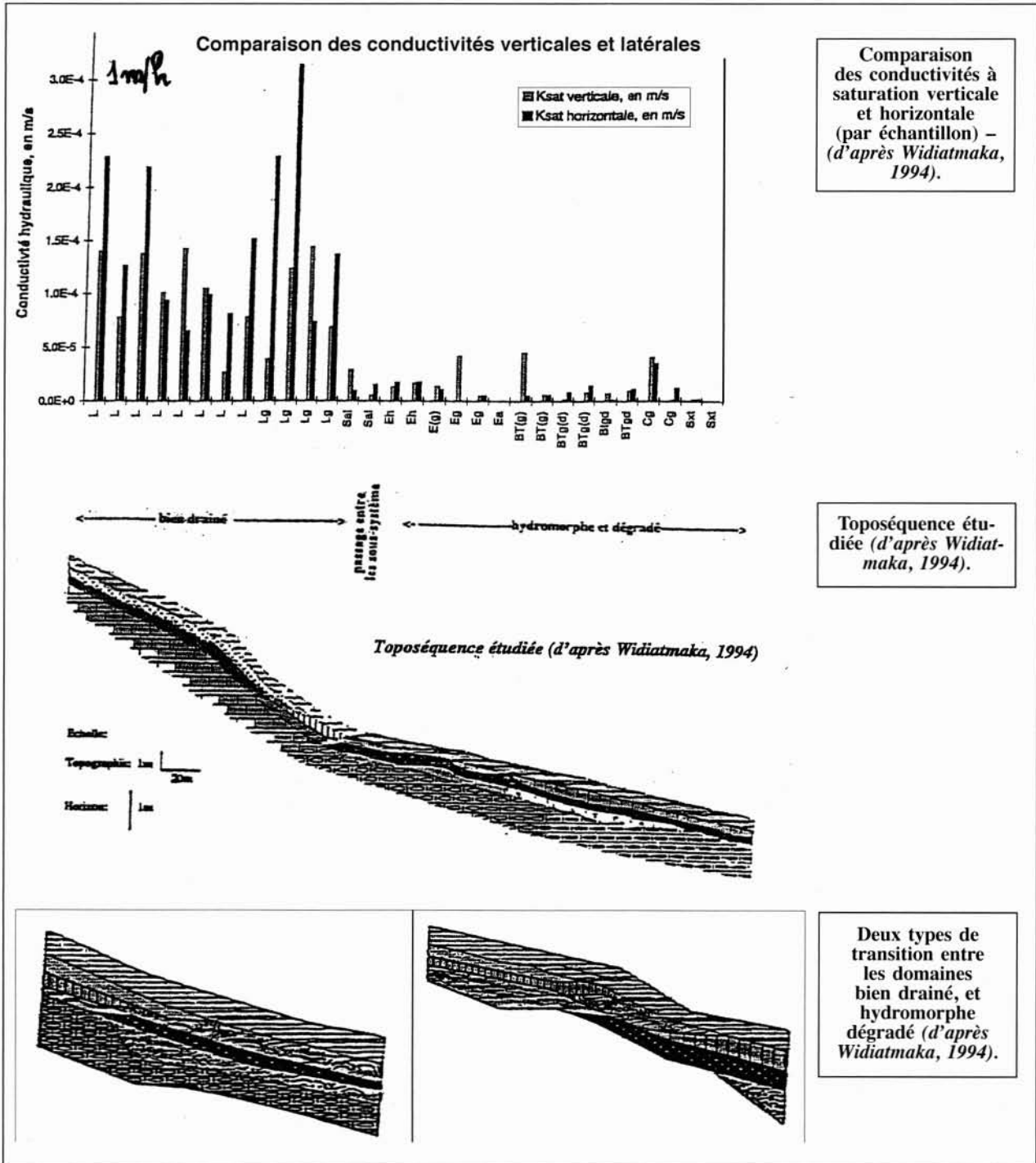
Cet indice Pédo-Topographique en un point donné ne dépend donc pas seulement de caractéristiques locales, comme la transmissivité du sol ou la pente locale, mais aussi de toute l'organisation en amont du tronçon d'isohypse considéré, via les superficies drainées.

Moyennant certaines hypothèses sur le profil de sol (par exemple en supposant un sol profond et dont la conductivité décroît de manière exponentielle) on montre même que cette fonction devient :

$$L_n \frac{A}{T_o \cdot \tan\beta}$$

Ces indices ont été proposées au tournant des années 70-80 par des géographes comme Beven et Kirkby [12] en Angleterre, ou O'Loughlin [13] en Australie. D'autres profils, incluant notamment des changements marqués de conductivité (bedrock, etc.) peuvent aussi être traités [14].

Mais dans ce cas simple, on peut déjà constater, à l'aide d'un modèle numérique de terrain, que le facteur prépondérant est la topographie, via le terme $(A / \tan\beta)$ qui varie couramment le long d'un versant de 6 à 8 ordres de grandeur (contre 2 ou 4 pour la transmissivité). Et on vérifie bien que,



5. Variabilité spatiale et anisotropie des conductivités verticales et horizontales. Exemple de complexité d'une toposéquence et des profils de sols.

si la surface drainée A augmente, ou si la pente B diminue, l'indice et donc le risque d'engorgement augmentent.

3.2 ● Profils de sol et toposéquences

Toujours dans cet indice, le terme de transmissivité T0 combine profondeur utile de sol et conductivité et ne varie, lui, que de 2 à 4 ordres de grandeur. Néanmoins on vérifie aussi que si l'épaisseur utile de sol (utile pour le transit) devient plus faible, ou si sa conductivité diminue, alors la capacité de transit diminue ce qui, là encore, augmente le risque d'engorgement.

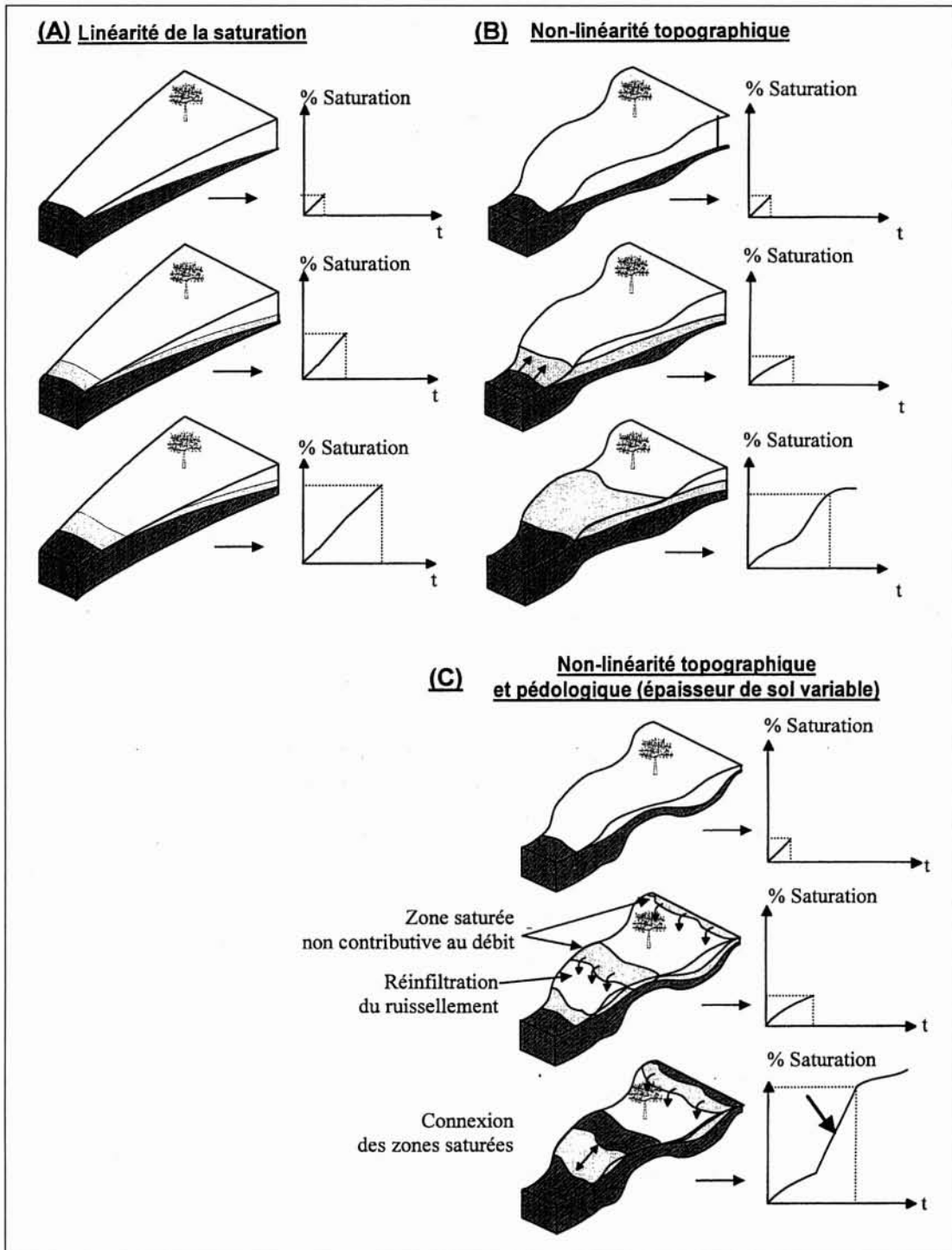
Des versions plus détaillées du calcul de ces indices, et leur interprétation, notamment au voisinage des rivières ont été décrites en détail par G.M. Saulnier [15]. Elles incluent une prise en compte semi-explicite des épaisseurs de sols (via une profondeur caractéristique de l'évolution de la conductivité).

Grâce à ces indices, on explique donc relativement bien le développement de zones saturées contributives et leur localisation, non seulement en pied de versant, mais aussi en fonction des accidents topographiques (rupture de pente, etc.) et pédologiques (changements d'épaisseurs de sols, etc.) du versant.

Cependant, les sols réels sont souvent plus complexes qu'un simple "bicouche", et c'est en fait toute la toposéquence du versant qui intervient par le biais de son organisation spatiale, et l'évolution de son profil vertical (Cf. Figure 5). Par exemple, l'engorgement fréquent des sols de bas-fond, déjà expliqué par la seule topographie, puis par les épaisseurs de sols colluviaux, est encore renforcé par la dégradation physico-chimique associée à l'hydromorphie, qui tend à réduire encore les conductivités dans des sols largement approvisionnés en eau et mal drainés.

On trouvera des exemples de telles toposéquences dans les travaux (assez rares ?) associant pédologues et hydrologues, comme ceux concernant le bassin du Naizin (cités par N. Carlier [16]) et sur des bassins africains ou guyanais (J.M. Fritsch [17]).

Mais pour l'instant on s'est intéressé à des versants, souvent vus comme des transects, alors qu'il faudrait considérer plus rigoureusement des tubes de courant, assimilables à des secteurs grossièrement triangulaires ou coniques mais relativement étroits et allongés...



6. Evolution des zones saturées.

Quand ensuite on passe au bassin versant dans son ensemble, on cesse d'être quasiment "filaire" pour devenir franchement "surfaique", et surtout on introduit explicitement un élément supplémentaire : le réseau hydrographique.

IV ■ FONCTIONNEMENT DES BASSINS VERSANTS

Si l'on reprend la vision hortoniennne du fonctionnement des bassins, elle consiste à imaginer une pluie forte générant, même avec une certaine variabilité, un refus à l'infiltration relativement généralisé (fonction, éventuellement, des grandes unités pédologiques, mais relativement "homogène" sur chacune d'elles). Cette eau, disponible tout le long du versant, provoque un "écoulement en lame", présentant une épaisseur progressivement de plus en plus forte, et donc, selon les lois de l'écoulement à surface libre, des vitesses croissantes au fur et à mesure que l'on descend le versant jusqu'au drain. Le réseau est souvent considéré comme "fixe" et, au passage dans le drain, il n'y a que changement de la géométrie et des rugosités de l'écoulement. Ensuite, dans les rivières aussi on considère que les vitesses vont croître avec les hauteurs d'eau, d'où globalement des réponses d'autant plus accélérées et raides (d'abord sur les versants puis dans les rivières) que les intensités de pluies sont fortes. Ce schéma hortoniennne suggère donc une déformation et une non-linéarité dans la réponse du bassin allant dans le sens d'un raidissement systématique avec l'accroissement des flux.

Nous devons donc lui comparer les propositions d'un schéma qui privilégie les écoulements subsurfaceiques, même s'ils induisent aussi, de fait, des ruissellements superficiels sur les zones temporairement saturées, mais avec cette fois des dynamiques différentes.

4.1 ● Zones saturées connectées, contributives (cf. Fig. 6)

Les cartes obtenues à partir de traitements purement topographiques montrent déjà une organisation "raisonnable", bien que difficile à valider complètement, des zones à fortes capacités d'engorgement, et qui fait généralement ressortir les zones de bas-fond. Mais on trouve aussi des zones isolées, soit à l'amont des talwegs soit même en milieu de versant, susceptibles de se saturer facilement ; toutefois, elles n'ont pas toujours une connexion facile ou évidente sur le terrain avec les drains aval, et on peut imaginer que le ruissellement qu'elles génèrent trouvera d'abord à se réinfiltrer un peu plus bas : elles ne sont donc pas directement "contributives" à l'écoulement. (C'est aussi le cas, par exemple, des zones saturées par la fusion nivale mais qui désaturent en aval, faute d'alimentation cette fois). Pourtant si l'épisode perdure, et si les zones saturées remontant de l'aval se développent, ces dernières viendront capturer "brutalement" ces zones isolées, d'où des non linéarités. Un exemple particulier est d'ailleurs présenté par Cosandey et Didon-Lescot [18] dans ce colloque.

Signalons aussi que la dynamique des zones saturées ne dépend pas seulement de la concavité/convexité du versant (en coupe, selon la ligne de plus grande pente), mais aussi des concavités/convexités en plan du bassin (selon les lignes de niveaux, en fonction des divergence /convergence associées aux talweg/épaulement).

4.2 ● Dynamique des écoulements

Sans empiéter trop sur le deuxième thème du colloque, il faut dire un mot de la formation des ruissellements dans le contexte de ces zones saturées. Par rapport à la vision hortoniennne, on considère que le ruissellement sur ces zones (qui ne représentent qu'une fraction du bassin) concerne, lui, la totalité de la pluie, accrue éventuellement d'une fraction "exfiltrée", et donc plus conséquente que le seul refus à l'infiltration. Par contre ce ruissellement se développe chronologiquement de l'aval vers l'amont, de manière dynamique, au fur et à mesure que ces zones saturées s'étendent et progressent. Les simulations réalisées par F. Lemeillour [6] suggèrent que la compétition entre remontée des zones saturées dans le versant (qui augmentent les longueurs et donc les temps de parcours) et augmentation des lames ruisselées et donc des vitesses, ne conduit pas globalement à une accélération sensible du transfert moyen sur le versant. De même en rivière, dans les bassins supérieurs, la dissipation est telle que les vitesses de propagation n'augmentent pas systématiquement et sensiblement.

Ce schéma suggère donc un comportement plus régulier, plus linéaire des transferts vers l'exutoire... Cependant, même s'il s'agit de schémas en partie suggérés par l'observation, ils résultent aussi et pour beaucoup de démarches intellectuelles largement hypothétiques et déductives

V ■ LIMITATIONS ACTUELLES À LA CONNAISSANCE

5.1 ● Limites dans les moyens d'observations

Un facteur limitant important, notamment pour un phénomène relativement rare comme les crues, est notre capacité d'observation et d'instrumentation.

Il y a d'abord le problème des sites (qui souvent ne peuvent être réservés à la seule activité scientifique) et la difficulté d'implanter et de maintenir des dispositifs instrumentaux sensés être opérationnels lors de l'arrivée de l'événement, et le rester pendant son déroulement (en résistant même à la foudre par exemple !). Au cours de la décennie écoulée, on a pu mesurer les efforts nécessaires pour instrumenter des versants, que ce soit sur le Ringelbach, le Naizin, le Lozère ou le Réal Collobrier... (cf. les travaux présentés dans ce colloque), et la relative difficulté à recueillir des séries complètes et concomitantes même sur des bassins très anciennement instrumentés (cf. N. Carlier [16]).

Cette difficulté impose aussi des limites sur les échelles observables : certes, on s'efforce d'étendre notre capacité d'observation, encore souvent ponctuelle, par des moyens de télédétection. Mais valider la réalité d'un concept comme les zones saturées contributives, puis en constituer des séries observées, reste un défi à relever. Au-delà des techniques rustiques et fatalement limitées en extension, la télédétection radar (cf. travaux de Ph. Gineste [19]) n'a pas encore justifié les espoirs qu'elle a suscités.

Une autre limitation tient aux moyens que l'on peut mobiliser et qui limitent souvent l'observation à des bassins supérieurs de petite taille, voire à des talwegs inférieurs au km², que l'on arrive pas à "instrumenter" de façon satisfaisante. Par contre, dès que l'on veut descendre le réseau hydrographique, les tailles de bassin explosent et les moyens s'essouffent...

On risque alors de se contenter des seuls processus identifiés sur les petits bassins expérimentaux pour "expliquer" les comportements d'entités plus grandes, d'où des biais ou des oublis majeurs... Par exemple, J.P. Jordan [4] note que, dans son contexte de plateau suisse, les bassins ne développent une plaine et une nappe alluviale pérenne qu'à partir de bassins d'ordre 3, donc au-delà d'une dizaine de km². Or il est rare que les sites fortement instrumentés atteignent et surtout dépassent cette taille... Mais si un modèle n'inclut pas cet ingrédient, il risque de ne pas "exprimer" ce manque et d'essayer, avec plus ou moins de bonheur, de "faire sans"...

5.2 ● La variabilité spatiale de la pluie

Une autre exemple lié à la taille des bassins de recherche concerne le rôle controversé de la variabilité spatiale de la pluie : il est évident que si on se limite à des entités petites par rapport au système pluvieux (quelques km²), la variabilité spatiale de la pluie que l'on peut analyser se limite à une espèce de "bruit interne" au sein d'une "cellule" pluvieuse. Cela ne permet pas d'analyser le rôle à moyenne échelle de la morphologie et de la dynamique du système pluvieux, qui peuvent être beaucoup plus sensibles pour des bassins de 100 à quelques centaines de km² par exemple que pour de petites entités entièrement couvertes par le système. Or on pressent que :

— en fonctionnement hortonien, on est très sensible au dépassement "local" de la capacité d'infiltration (même si, du fait des fluctuations locales de cette capacité, une part de réinfiltration et donc de lissage reste possible). On sera donc très sensible aux fluctuations locales de la pluie susceptibles de faire excéder cette capacité d'infiltration,

— en fonctionnement par zones contributives, ce qui est crucial est l'extension et la localisation de ces zones. En amont, la pluie va pouvoir entrer dans le sol, se combiner aux pluies des pas de temps précédents en étant "laminée" par la percolation verticale et les écoulements subsurfaceux latéraux, qui vont amortir les fluctuations locales ou temporelles de la pluie,

— de même sur les zones saturées proprement dites, toute la pluie va ruisseler, et les fluctuations locales de la pluie vont être "intégrées" sur l'étendue de la zone dans le volume de ruissellement qui va se déverser à la rivière.

Tout cela explique un besoin moindre de connaître finement les fluctuations pluviométriques à l'échelle locale, au sein du système pluvieux (cf. Obled et al. [20], et Winchell et al. [21]), mais la nécessité de bien délimiter la zone couverte par ce système pluvieux, au pas de temps pertinent, c'est-à-dire celui auquel le bassin l'intègre (on l'approchera en prenant le tiers du temps de montée au pic de l'hydrogramme unitaire)...

5.3 ● Les concepts d'indices pédo-topographiques

A propos toujours de variabilité spatiale de la pluie, mais vue cette fois à l'échelle du système pluvieux, on perçoit aussi certaines limitations liées à nos concepts d'indices pédo-topographiques. Ils supposent par exemple pendant le pas de temps (~1 heure ?) :

— une espèce de régime hydraulique quasi-stationnaire sur le versant, et qui n'est sans doute jamais atteint. Mais cette réalité instationnaire est-elle cruciale au point de remettre en cause le concept ?

— que la surface drainée par un tronçon de berge est la surface amont dans son ensemble, telle que définie par la topographie superficielle, ce qui se traduit, implicitement, par l'hypothèse qu'une nappe saturée, même d'épaisseur infinitésimale, préexiste toujours jusqu'au sommet du versant, prête à couler latéralement à la moindre recharge par infiltration.

Or on sait que les parties supérieures des versants peuvent se dessécher au point d'être quasi déconnectées hydrauliquement du drain, ou de la rivière de pied de versant. Dans ces périodes, on peut penser que la nappe de versant ne s'étend plus, même virtuellement, jusqu'à la crête topographique. Lors des premières pluies, la reconstitution de cette nappe, et donc d'une "liaison souterraine" qui va progressivement reconquérir l'amont du versant, peut nécessiter un volume d'eau et un temps substantiels. Pendant ce temps, la surface amont efficace, i.e. effectivement drainée, sera inférieure à la surface topographique A , et évoluera avec le temps $A(t) \leq A$.

Cela modifiera les capacités d'engorgement, en les faisant varier avec l'état initial et la chronologie de la pluie, mais aussi avec la localisation du système pluvieux sur le bassin. Cela introduit une dynamique non-linéaire supplémentaire qui, introduite dans les modèles, permet de "rattraper" des épisodes jusque là mal simulés. (Cf. Figure 7, et la version TOPODYN de TOPMODEL développée dans R. Datin [22]).

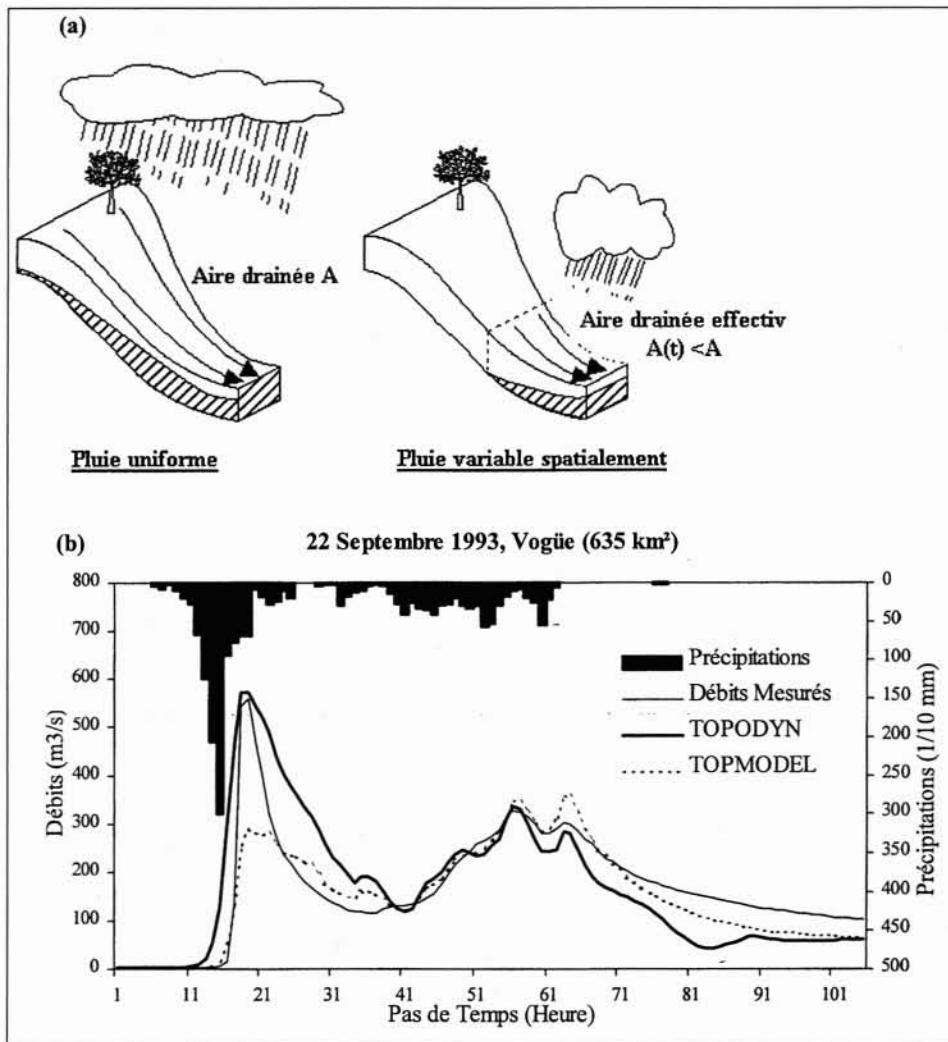
5.4 ● La neige, le karst, etc.

Un exemple encore plus "caricatural" quant à une certaine "pauvreté" de nos concepts concerne la neige : en fin d'enneigement, le manteau délivre des lames d'eau sur des zones qui n'atteignent pas encore le sommet des versants (encore gelés), mais qui ne descendent pas non plus jusqu'en fond de vallée (déjà déneigés). Les façons dont cette eau gagne la rivière restent largement mal connues, et si la fonte de neige risque peu de générer des crues à elle seule, elle conditionne l'état du bassin et sa réaction en cas d'épisode pluvieux précoce mais intense.

Un autre exemple de lacune concerne les bassins karstiques. Si certains ont été suffisamment étudiés pour être raisonnablement décrits et compris, donc prévisibles, chacun est tellement spécifique que la capacité de transférer ces connaissances à un autre système même voisin reste très limitée. Or si le karst n'est pas fréquent, il n'est pas inhabituel et participe, même partiellement, dans nombre de bassins à risque (Nîmes, Paillon de Nice, etc.)

5.5 ● Les réseaux anthropiques

Enfin, tout un volet de connaissances est aujourd'hui encore trop limité pour comprendre et anticiper les réactions des bassins à des épisodes pluvieux intenses : c'est le rôle des interventions anthropiques. Celles-ci peuvent se manifester de diverses manières et ont donné matière récemment à un important séminaire au ministère de l'Environnement (cf. Auzet [23]). Si on mesure relativement bien le rôle de la déprise agricole et l'extension de la forêt, ou celui de l'agriculture extensive, par contre on mesure mal le rôle plus localisé du drainage agricole (par réseaux de drains enterrés), de la création ou de la destruction des linéaires comme les haies et talus, mais aussi le rôle des voiries, accompagnées de leurs réseaux hydrauliques (fossés, buses, etc.). Ceux-ci modifient et redécoupent éventuellement la structure hydro-



7. Variabilité spatiale de la pluie (a) modification des aires supérieures drainées (b) exemple d'amélioration sur la simulation des débits.

logique naturelle issue de la seule géomorphologie, et peuvent potentiellement accélérer les écoulements et renforcer les crues. On notera les premières tentatives de représentation explicite et de modélisation de ces linéaires (N. Carlier [16]).

Tout cela joue non seulement sur le fonctionnement courant mais aussi sur les extrêmes potentiels : Overney [24] s'interroge sur la stationnarité de fonctionnement, et donc sur la pertinence des dimensionnements qui ont été faits sur la base d'analyse fréquentielle de données anciennes, alors que le bassin considéré a vu depuis le drainage agricole passer de 15 à 40% de sa superficie...

VI ■ DE LA NORMALE À L'EXTRÊME

Pour terminer, il ne faut pas éluder le but de ce colloque et son titre évocateur, qui recouvre en fait les problématiques suivantes : "Dans un bassin donné, que peut-il se passer en cas d'épisode extrême, et qu'est-ce qui peut conduire à une crue exceptionnelle ?".

Différentes réponses sont possibles, parmi lesquelles :

- un forçage exceptionnel, par son intensité, sa durée, les volumes mis en jeu ?

- des conditions antérieures exceptionnelles ?
- un fonctionnement inhabituel du bassin ?

Nous ne lancerons que quelques pistes pour amorcer le débat.

6.1 ● Situations exceptionnelles au niveau du forçage

On pense bien évidemment d'abord aux intensités de pluie : il est évident que des pluies "anormalement" intenses vont provoquer, localement, des ruissellements. Mais ces fortes intensités sont souvent le fait d'une cellule orageuse isolée. Prise isolément donc, celle-ci a une extension limitée de l'ordre de quelques km de diamètre (< 10 km), qui peut expliquer un événement localisé comme l'accident de Hiescas (1996) ou de Puycerquier (1997). Par contre de telles cellules ne peuvent générer une crue significative pour un bassin de quelques centaines de km², et on a de nombreux exemples de tels événements isolés qui n'ont eu que peu d'influence sur les bassins aval.

A moins de conditions initiales elles-mêmes exceptionnelles, il importe donc que ce forçage soit généralisé, et qu'il perdure anormalement par rapport à la climatologie habituelle. Ce peut être le cas pour des systèmes convectifs de méso échelle, dont l'extension longitudinale suffit généralement à couvrir le bassin qu'ils prennent en écharpe ; leur

déplacement assez rapide fait le reste : c'est comme si tout le bassin avait reçu "quasi en même temps" (à l'échelle des temps de réponse du bassin) une forte intensité (cas de l'Ardèche le 22 septembre 1992). Une autre configuration consiste à ce qu'un système, par ailleurs normalement intense au niveau des intensités pluvieuses, suive un cheminement inhabituel ou marque le pas et stationne, là encore de manière inhabituelle par rapport à la climatologie du bassin.

6.2 ● Situations exceptionnelles en conditions initiales

On imagine bien entendu le cas d'un bassin préalablement saturé par de longues précipitations antérieures, et devenu très réactif.

On peut aussi penser à la présence au sol d'une couche de neige déjà en fusion. Outre qu'elle a commencé à saturer les sols, elle constitue un stock d'eau prêt à contribuer et à renforcer l'apport pluvieux. Ces conditions sont particulièrement critiques dans un environnement de grands plateaux, où l'on ne bénéficie pas de gradient thermométrique différencié par les différences d'altitude, et où tout le manteau va contribuer en même temps.

6.3 ● Fonctionnements inhabituels des bassins

Ici la crue provient de l'activation inhabituelle de processus relativement mal connus et surtout rarement inclus dans les modèles de représentation du bassin.

On citera par exemple, même si cela concerne rarement des bassins étendus, le cas de zones récemment incendiées, dont la couverture végétale a disparu et dont les sols sont même devenus hydrophobes (cf. travaux du Cemagref sur le Réal Collobrier). Heureusement cette situation ne perdure pas au-delà de 2 ou 3 saisons de végétation, mais peut se révéler critique juste après l'incendie.

Si on reprend le cas d'un bassin partiellement enneigé, on peut aussi imaginer que le manteau s'étant formé à la suite d'une longue période de froid, le sol sous-jacent soit gelé : les premières lames d'eau qui y parviennent se transforment en glace et ferment ainsi la matrice du sol, imperméabilisant quasiment le bassin et le rendant très réactif.

Le réseau hydrographique peut lui aussi avoir un fonctionnement qui ne s'inscrit pas dans la continuité des fonctionnements habituels : une rivière, à méandres dans son lit mineur, va "couper court" en crue dans son lit majeur, ou une rivière endiguée va rompre ses digues et trouver des zones d'écrêtement. Signalons ici qu'un argument souvent avancé : le surcroît de risque associé à un système pluvieux qui "descend la rivière" et qui renforcerait la crue par un effet de "déferlement", est aujourd'hui abandonné. Quand on compare les vitesses de déplacement d'un système pluvieux mobile et les vitesses de transfert dans et sur les versants, il y a pratiquement un ordre de grandeur. Même en zone urbaine, où les versants "tamponnent" peu et où les réseaux ont des vitesses d'écoulements supérieures à celles des rivières naturelles, l'effet reste secondaire sur la pointe de crue.

D'autres cas sont moins faciles à identifier comme "fonctionnement inhabituel" par opposition à "extrapolation des fonctionnements courants". C'est par exemple le cas des ruissellements généralisés, avérés bien que rarement observés, sur un bassin fonctionnant plutôt selon un schéma en zones contributives :

— certains y verront un fonctionnement exceptionnellement hortonien, donc un changement net de processus dominant en cas de situation extrême, expliqué par des intensités excédant exceptionnellement les capacités d'infiltration,

— d'autres n'y verront que l'extension temporaire, bien au-delà du domaine habituel, des zones de versant saturées par dessous et donc l'extrapolation du processus habituel.

Il faudrait, pour trancher, savoir comment s'est réalisée la saturation des sols, mais l'instrumentation d'un tel phénomène reste illusoire...

Enfin, s'il nous faut des schémas conceptuels pour comprendre ces phénomènes extrêmes, et les combinaisons d'événements parfois inhabituels qui y conduisent, il nous faudrait aussi pouvoir probabiliser de tels scénarios... Le dernier thème de ce colloque va à coup sûr s'y employer...

VII ■ CONCLUSION

De nombreux progrès ont été accomplis au cours de la décennie écoulée dans la compréhension de la genèse des écoulements, et nombre de travaux réalisés en France y ont contribué. Au moins pour de petits bassins de quelques dizaines de km² mesure-t-on assez bien la variété des phénomènes qui interagissent lors des crues courantes. Au-delà, le manque d'outils instrumentaux susceptibles de donner une vision régionale des fonctionnements se fait sentir, ainsi que le manque de connaissances sur certains environnements comme le karst.

On peut aussi s'interroger sur le rôle incontournable mais ambigu des modèles : s'ils ont l'avantage de transformer des concepts de fonctionnement en outils de test et de validation, ils restent pourtant largement incapables d'autodiagnostic pour pointer et identifier leurs manques.

D'autre part, ils contribuent à répandre et à "imposer" des schémas qui, outre leur relative pauvreté par rapport à la réalité, ne sont utiles et dominants que dans certains contextes.

Ils portent aussi la marque culturelle des milieux dans lesquels ils ont émergé, et des échelles pour lesquelles on les a développés :

— le concept hortonien, fortement mécaniste, a été porté par le milieu de la physique du sol et défendu à grands renforts de mises en équation, et d'expériences en laboratoire ou sur petites parcelles,

— le concept des zones contributives, plus "global" et relativement plus pragmatique, a été proposé par la communauté des géographes et appuyé surtout sur une grande expérience de l'observation, du terrain, de la géomorphologie, et complété par des expériences réalisées d'emblée sur versant ou sur petits bassins.

Enfin l'accès plus ou moins aisé aux logiciels qui les concrétisent risque de biaiser l'emploi de ces modèles non en fonction de leur adéquation au milieu, mais de leur accessibilité et de leur facilité d'emploi... Cela doit rendre prudent, et même méfiant, à l'heure du choix, surtout quand il s'agira de les extrapoler de la normale à l'extrême...

Il n'en reste pas moins que nos outils conceptuels et instrumentaux ont sensiblement progressé au cours de la décennie écoulée, et ce colloque devrait l'illustrer et proposer de nouvelles avancées.

REMERCIEMENTS

M. Duband, responsable de la Division Eau et Environnement à la SHF, savait très bien, en nous confiant cette synthèse, que ce qui semblait d'abord un pensum se révélerait en fait une occasion formidable de mettre à plat les idées du moment, de les organiser et de les clarifier. A défaut d'y être parvenus complètement, au moins avons-nous fait quelques pas dans cette direction.

Merci aussi à mes proches collègues, G.M. Saulnier, I. Zin qui m'ont aidé concrètement et enrichi de leurs discussions. Merci aussi à tous les récents thésards, qui ont "fait" les progrès de l'hydrologie dans la décennie 90, et à qui j'ai beaucoup emprunté...

BIBLIOGRAPHIE :

- [1] HORTON R.E. — The role of infiltration in the hydrologic cycle, Transactions of the American Geophysical Union, N°14, pp.446-460, 1933
- [2] CAPPUS P. — Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. La Houille Blanche A - pp. 493-518 - 1960
- [3] IORGULESCU I. — Analyse du comportement hydrologique par une approche intégrée à l'échelle du bassin versant. Application au bassin versant de la Haute Mentue -Thèse n° 1613 - Dept Génie Rural- EPFL Lausanne - 216 p. - 1997
- [4] JORDAN J.P. — Identification et modélisation des processus de génération des crues. Thèse n° 1014 - Dept Génie Rural- EPFL Lausanne 1992
- [5] TAHA A. — Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux infiltrées à la formation des débits de crues en zone méditerranéenne. Application à un versant du Réal Collobrier. Thèse Université J. Fourier Grenoble — 271 P. - 1996
- [6] LE MEILLOR F. — Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux de surface et de subsurface à la formation des crues. Conséquences sur l'hydrogramme d'un bassin. Application au Réal Collobrier. Thèse Université J. Fourier Grenoble — 216 p.- 1996
- [7] GOMIS F. — Analyse des mécanismes de formation des crues. Approche mécaniste en milieu rural. Approche statistique en milieu urbanisé. Thèse de l'Université de Bordeaux I - 204 p. - 1998
- [8] GERMANN P.F. — Rapid drainage response to precipitation. Hydrol. Processes vol 1, pp. 3-13, 1986
- [9] WIDIATMAKA — Analyse structurale et fonctionnement hydrique d'un système pédologique limoneux acide sur granite et sur schiste du massif armoricain France. Thèse ENSA Rennes — 260 p.- 1994
- [10] NEWMAN B.D., CAMPBELL A.R., & WILCOX B.P. — Lateral subsurface flow pathways in a semiarid ponderosa pine hillslope. Water Resour. Res. (34)12 - pp. 2541-2545 — 1992
- [11] LOAGUE K. — Impact of overland flow palne characterization on event simulation with a quasi physically based rainfall-runoff model. Water Resour. Res. (28) pp. 2541-2545 — 1992
- [12] BEVEN K. & KIRKBY M. — A physically based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci.. Bull. (24) pp. 43-69- 1979
- [13] O'LOUGHLIN E.M. — Saturation regions in catchments and their relations to soil and topographic properties. J. of Hydrol. (53) pp 249-256- 1981
- [14] AMBROISE B., BEVEN K., & FREER J. — Toward a generalization of the TOPMODEL concepts : Topographic indices of hydrological similarity. Water resour. Res. 37(2) pp. 2135-2145 - 1996
- [15] SAULNIER G.-M. — Information pédologique spatialisée et traitements topographiques améliorés dans la modélisation hydrologique par TOPMODEL. Thèse de l'INPG Grenoble — 289 p. - 1996
- [16] CARLUER N. — Vers une modélisation adaptée à l'évaluation des pollutions diffuses : prise en compte du réseau anthropique. Application au bassin versant du Naizin (Morbihan). Thèse de l'université P. et M. Curie. -Paris- 500 p. 1998
- [17] FRITSCH J.M. — Les effets du défrichements de la forêt amazonienne sur et de la mise en culture sur l'hydrologie des petits bassins versants. Ed. ORSTOM Col. Etudes et Thèses — 352 p. 1992
- [18] COSANDEY C. et J-F. DIDON-LESCOT — Genèse des crues cévenoles dans les bassins élémentaires : l'exemple du bassin de la latte. (actes du colloque SHF)
- [19] GINESTE Ph. — Contribution de l'imagerie satellitale radar à la détection des zones saturées et à la modélisation hydrologique d'un petit bassin versant agricole par TOPMODEL. Thèse de l'ENGREF. 234 p.- Montpellier - 1998
- [20] OBLED Ch. , BEVEN K. & WENDLING J. — The role of spatially variable rainfalls in modelling catchment response: an evaluation using observed data. J. of Hydrol., vol 159, p. 305-333 - 1994
- [21] WINCHELL M. , GUPTA H.V., & SOROOSHIAN S. — On the simulation of infiltration- and saturation-excess runoff using radar based rainfall estimates : effect of algorithm uncertainty and pixel aggregation. Water Resour. Res. (34)10 - pp. 2655-2670 - 1998
- [22] DATIN R. — Outils opérationnels pour la prévision des crues rapides : traitement des incertitudes et intégration des prévisions météorologiques. Développements de TOPMODEL pour la prise en compte de la variabilité spatiale de la pluie- Thèse de l'INPG Grenoble — 278 p. - 1998
- [23] AUZET V. et al. — L'influence humaine dans la formation des crues. Document préliminaire au séminaire - 88 p.- disponible auprès du coordinateur CEREG Strasbourg - 1996
- [24] OVERNEY O. — Prédiction des crues par modélisation couplée déterministe et stochastique : méthode et analyse des incertitudes. -Thèse n° 1751 - Dept Génie Rural- EPFL Lausanne - 114 p. - 1997