

Article

« Génèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 -
Modélisation systémique et dynamique »

B. Ambroise

Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, vol. 12, n° 1, 1999, p. 125-153.

Pour citer cet article, utiliser l'information suivante :

URI: <http://id.erudit.org/iderudit/705346ar>

DOI: 10.7202/705346ar

Note : les règles d'écriture des références bibliographiques peuvent varier selon les différents domaines du savoir.

Ce document est protégé par la loi sur le droit d'auteur. L'utilisation des services d'Érudit (y compris la reproduction) est assujettie à sa politique d'utilisation que vous pouvez consulter à l'URI <https://apropos.erudit.org/fr/usagers/politique-dutilisation/>

Érudit est un consortium interuniversitaire sans but lucratif composé de l'Université de Montréal, l'Université Laval et l'Université du Québec à Montréal. Il a pour mission la promotion et la valorisation de la recherche. Érudit offre des services d'édition numérique de documents scientifiques depuis 1998.

Pour communiquer avec les responsables d'Érudit : info@erudit.org

Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 2 – Modélisation systémique et dynamique

**Streamflow generation within small rural catchments
in a temperate environment:
2 – Systemic and dynamic modelling**

B. AMBROISE

Reçu le 08 septembre 1997, accepté le 1^{er} mai 1998*.

SUMMARY

The second part of this review on streamflow generation analyses how the knowledge available from field studies (see Part 1) has been used since the 1960s or could be used to improve catchment modelling. After a presentation of the main model types, the various problems encountered during the modelling process are discussed.

The large variety of hydrologic models available for event or continuous simulation can be reduced to a few main types according to the ways the functional, spatial and temporal aspects of the catchment behaviour are represented. Lumped "blackbox" models are useful for many engineering problems but can not be used in "extrapolation" and give no information on the internal catchment dynamics. Lumped conceptual models, which consider a catchment as a system of interconnected reservoirs and simulate the main global fluxes, use empirical lumped relationships and parameters that often have no great physical meaning and are not measurable. Semi-distributed conceptual models use the same reservoir description, but at the scale of "homogeneous" units derived from a space discretisation, which allows one to take catchment structure explicitly into account. Physically-based distributed models, which use theoretical equations and measurable parameters, provide a dynamic explanation of catchment behaviour but require too much information and are too complex to be easily used at the catchment scale. Physico-conceptual semi-distributed models try to overcome the limits of the previous types, while keeping their advantages, by simplifying the dynamic approach and discretization using new concepts.

Physically-based or conceptual models, which describe or explain the water cycle at the catchment scale, are very useful for research, but their use in prac-

Centre d'Études et de Recherches Éco-Géographiques (CEREG, URA 95 CNRS), Université Louis-Pasteur de Strasbourg, 3, rue de l'Argonne, 67083 Strasbourg cedex, France.

Tél. : 33 (0)3 88 45 64 41; Fax : 33 (0)3 88 41 13 59.

Correspondance : ambroise@geographie.u-strasbg.fr

Partie 1 publiée dans Rev. Sci. Eau 11/4 (1998).

* Les commentaires seront reçus jusqu'au 30 septembre 1999.

tical applications comes up against several problems. It is still difficult to incorporate into catchment models the water-coupled fluxes (energy, sediments, solutes, biomass) because of the poorly-known complexity of their interactions. Even sophisticated models are based on many approximations of the reality: lack of suitable theory for some processes, simplification of the theories available, numerical approximation, space and time discretisation all generate simulation errors related to the chosen model structure. Data availability is limited by measurement problems (differences in measurement scale, lack of appropriate measurement techniques) and methodological problems (sampling and interpolation procedures...), even though remote sensing is expected to help solve some of them. Data suitability is limited by space and time heterogeneity at all scales, which reduces the representativity of any measurement and complicates the parameterization and upscaling needed. Model calibration (either manual, automatic, or stochastic), which leads to the numerical equifinality of both model parameterization and structure, limits the validity domain of the model, its transposability to other conditions and catchments, and its ability to simulate change scenarios. The effects of these limitations on model quality could be reduced by using multivariable and multiscale validation procedures and should be quantified using stochastic estimation of the simulation uncertainties associated with model and data uncertainties.

In order to further progress in catchment modelling, as needed by a large range of environmental issues, field hydrologists and modelers should reinforce their co-operation, especially through interdisciplinary studies on long-term research catchments and carefully designed field experiments.

Key-words: catchment model types, approximations, data, heterogeneity, upscaling, parameterization, calibration, validation, uncertainty.

RÉSUMÉ

La deuxième partie de cette synthèse bibliographique sur la genèse des débits montre comment les connaissances acquises sur le fonctionnement des petits bassins ruraux (cf. Partie 1) peuvent être utilisées pour les modéliser. Elle présente les différents types de modèles hydrologiques (empiriques globaux de type « boîte noire », conceptuels globaux ou semi-spatialisés, physiques spatialisés, physico-conceptuels semi-spatialisés) disponibles pour générer des chroniques événementielles ou continues, et déduit de l'analyse de leurs avantages et limites respectifs certaines recommandations pour leur choix et leur usage. Elle indique ensuite différents problèmes rencontrés dans toute modélisation, et quelques pistes possibles pour les résoudre : incorporation des flux couplés à l'eau dans les modèles hydrologiques, erreurs liées à la structure du modèle (limites et simplifications théoriques, approximations numériques, discrétisations temporelle et spatiale), problèmes métrologiques et méthodologiques limitant la disponibilité des données, hétérogénéités à toutes les échelles limitant l'adéquation des données pour paramétrer les modèles, calage du modèle limitant son aptitude à simuler des scénarios de changement. Elle souligne la nécessité d'une validation multicritère des modèles et d'une estimation de l'incertitude sur les simulations générée par ces diverses sources d'erreurs, ainsi que le besoin d'une meilleure interaction entre expérimentation de terrain et modélisation.

Mots clés : types de modèles hydrologiques, approximation, données, hétérogénéité, intégration spatiale, paramétrisation, calage, validation, incertitude.

1 – INTRODUCTION

La première partie de cette synthèse (AMBROISE, 1998a) s'est attachée à présenter l'état des connaissances sur le fonctionnement hydrologique des petits bassins versants, et notamment sur la genèse des débits ; et à montrer que la complexité et la diversité des fonctionnements observés peuvent s'analyser et s'interpréter à l'aide de « clés de lecture » relativement simples, issues d'une approche systémique et dynamique.

Pour représenter cette réalité complexe, un formidable effort de développement de modèles mathématiques a été réalisé depuis une trentaine d'années, grandement favorisé par le développement concomitant des moyens informatiques. L'analyse des nombreuses synthèses bibliographiques qui leur ont été consacrés (SHF, 1971 ; CLARKE, 1973 ; AMBROISE *et al.*, 1982 ; HAAN *et al.*, 1982 ; ANDERSON et BURT, 1985 ; MOREL-SEYTOUX, 1989 ; BOWLES et O'CONNELL, 1991 ; SINGH, 1995) permet d'évaluer les succès obtenus mais aussi les progrès restant à faire pour incorporer ces connaissances et concepts nouveaux dans les modèles hydrologiques.

Cette deuxième partie porte uniquement sur les modèles permettant de simuler par des chroniques événementielles ou continues la genèse des débits et le cycle de l'eau à l'échelle du bassin versant. Elle n'analysera donc pas les modèles plus synthétiques de l'hydrologie statistique ; elle n'évoquera pas, ou qu'à peine, les modèles portant sur un seul processus ou compartiment hydrologique, ni ceux concernant le cycle de l'eau à l'échelle stationnelle (bilan hydrique), ni ceux (bien moins nombreux) portant sur le couplage avec les flux d'énergie ou d'autres flux de matière (sédiments, solutés, biomasse). Beaucoup des points abordés ici auront cependant une portée très générale.

Après une présentation des grands types de modèles, de leurs avantages et limitations respectifs et de leurs conditions d'utilisation, cette partie analyse les problèmes rencontrés dans leur élaboration et leur application, et indique certaines pistes actuellement suivies ou envisagées pour les résoudre. Les équivalents en anglais de certains termes sont indiqués en « *italique* ».

2 – MODÈLES HYDROLOGIQUES

Pour tenter d'y voir plus clair dans le foisonnement souvent très redondant des modèles hydrologiques – il y a presque autant de modèles que d'hydrologues... ! – il est utile de définir les grands types auxquels ils appartiennent et de préciser certaines de leurs caractéristiques pouvant intervenir comme critères de choix. Mais il faut au préalable rappeler que tout modèle est une interprétation orientée de la réalité, décrite d'un certain point de vue et en fonction d'un certain objectif : d'où son **caractère doublement relatif**, dépendant tout à la fois de la justesse des conceptions et hypothèses sur lesquelles il repose et de l'objectif pour lequel il a été conçu.

Aussi ne faut-il pas trop s'étonner de la multiplicité et de la diversité des modèles possibles pour un même objet d'étude : chaque modèle fournit une image

plus ou moins simplifiée de la réalité, a ses avantages et limites propres et donc un **domaine de validité** limité et un **champ d'application** privilégié. C'est particulièrement le cas en hydrologie, où sont multiples tout à la fois :

- les **points de vue**, faute de théories suffisamment unifiées pour fournir un cadre conceptuel unique, mais aussi du fait de la complexité des systèmes ;
- les **objectifs**, qui recouvrent une très large gamme (O'CONNELL, 1991) : depuis ceux de l'**ingénierie hydrologique** (gestion, prévision, aménagement de ressources en eau) qui ont longtemps orienté l'essentiel du développement des méthodes hydrologiques ; jusqu'à ceux de la **recherche hydrologique**, cherchant à comprendre les fonctionnements, à tester des hypothèses et à dégager des concepts et des lois.

2.1 Modèles empiriques globaux

Il y a tout d'abord les modèles empiriques classiques, visant à caractériser globalement les relations pluies-débits par des traitements de séries chronologiques à partir d'approches soit déterministes, soit stochastiques (CLARKE, 1994) : c'est par exemple le cas des modèles régressifs, des modèles non-linéaires « à réseaux de neurones » ou des méthodes basées sur les fonctions de transfert – comme l'hydrogramme unitaire (JAKEMAN et WHITEHEAD, 1996) ou la DPFT (DUBAND *et al.*, 1993).

Ces modèles ont en commun de ne faire appel qu'aux seules variables d'entrée et de sortie d'un bassin, sans faire intervenir de données sur sa nature physique : le bassin y est considéré comme une **boîte noire** (*blackbox*). Même s'ils permettent d'estimer certaines valeurs caractéristiques de la réponse du bassin (vitesses de transfert, temps de résidence...), ils s'appuient sur des fonctions et paramètres globaux sans grande signification physique ou non directement reliables à des propriétés mesurables, donnant une description purement mathématique du fonctionnement du bassin.

Les modèles empiriques globaux (*lumped empirical blackbox models*) sont très utiles et utilisées en ingénierie hydrologique : simples à mettre en œuvre, donnant de bonnes simulations avec très peu de paramètres, ils suffisent pour bien des applications liées aux ressources en eau. Très dépendants des données utilisées pour les établir, ces modèles sont cependant dangereux à utiliser en dehors de ce domaine d'observation, tant en extrapolation pour le même bassin (événements extrêmes), qu'en transposition soit à un autre bassin similaire, soit au même bassin modifié (impact d'un aménagement). Nombre d'entre eux s'appuient sur la théorie des systèmes linéaires, peu adaptée – à moins d'une linéarisation par partie – à la forte non-linéarité des réponses hydrologiques. Et surtout, ils ne conviennent pas du tout à l'analyse du fonctionnement interne d'un bassin et sont donc de peu d'utilité pour la recherche à cette échelle. Il n'en sera plus question dans ce qui suit.

2.2 Modèles conceptuels globaux

Les recherches menées sur de nombreux bassins ont conduit à considérer tout bassin versant comme un **système complexe**, dans lequel les précipitations se répartissent entre plusieurs niveaux de stockage temporaire en interaction (végétation, surface, sol, nappe, cours d'eau), avant de retourner dans l'atmosphère par évapotranspiration ou d'être évacuées hors des limites du bassin par écoulement dans les cours d'eau et les nappes.

Cette représentation d'un bassin comme un **assemblage de réservoirs interconnectés** a permis l'émergence dans les années 1960 d'une classe de modèles dits « *conceptuels* » ou « *à réservoirs* » (« *conceptual* » ou « *explicit soil moisture accounting* » *models*). C'est par exemple le cas du modèle SWM de Stanford à 8 réservoirs et 27 paramètres (CRAWFORD et LINSLEY, 1966) ou plus récemment du modèle GR3 à 3 réservoirs et 3 paramètres (EDIJATNO et MICHEL, 1989) et de ses versions plus récentes et complexes GR4 ou GRHUM (LOUMAGNE *et al.*, 1996).

Dans ces modèles, chaque réservoir est décrit par 1 variable (son niveau d'eau) et 2 types de paramètre (les niveaux et paramètres de vidange des orifices), et son fonctionnement par 2 types d'équations (ROCHE, 1971) :

- une **équation de bilan** assurant la conservation de l'eau dans le réservoir en reliant ses variations de niveau aux flux entrants et sortants,
- une **loi de vidange** pour chaque orifice, dont le débit est généralement considéré comme une fonction puissance du niveau – avec le cas particulier très utilisé des réservoirs linéaires pour lesquels le débit est simplement proportionnel au niveau, et le tarissement une fonction exponentielle décroissante du temps.

Connaissant le niveau initial des réservoirs et les forçages atmosphériques (précipitations, évapotranspiration potentielle...) à chaque pas de temps, il est alors possible, de proche en proche, de simuler l'évolution des niveaux et des flux échangés et donc des flux sortants du bassin (débits à l'exutoire, évapotranspiration réelle...).

S'appuyant sur un cadre conceptuel (seuils fonctionnels, valeurs caractéristiques) issu de l'approche systémique du fonctionnement des bassins versants, permettant de simuler toutes les composantes du cycle de l'eau (évapotranspiration, recharge et contribution des nappes, stockage hydrique) et non plus seulement les débits, ces modèles globaux (*lumped models*) se sont avérés simples à utiliser et utiles pour synthétiser l'information climatohydrologique disponible sur un bassin et simuler l'évolution conjointe des réserves dans chaque compartiment.

Les limites de ces modèles sont cependant nombreuses :

- l'analogie avec le fonctionnement de réservoirs interconnectés reste bien sûr une représentation grossière du fonctionnement réel d'un bassin : les relations de vidange utilisées sont empiriques et le plus souvent arbitraires ;
- même s'ils peuvent s'interpréter conceptuellement, les paramètres utilisés sont généralement sans grande signification physique : n'étant ni mesurables, ni corrélables à des caractéristiques mesurables du bassin ; ils ne peuvent être estimés que par calage du modèle sur des débits mesurés ;
- utilisant des paramètres globaux ou moyens pour décrire le bassin et ses différents compartiments, ils ne permettent pas de tenir compte directement de son hétérogénéité et de sa structure, ni donc d'analyser leur influence sur son fonctionnement.

De ce fait, ils sont peu adaptés à la résolution de nombreux problèmes : par suite de leur calage généralement sur les seuls débits, leur simulation des autres variables hydrologiques est affectée d'une large incertitude – ce qui rend difficile le couplage avec d'autres flux ; et ce calage étant relatif à un bassin donné dans un état donné, ils sont également inadéquats pour évaluer l'impact hydrologique d'un aménagement ou pour simuler un autre bassin non jaugé.

2.3 Modèles conceptuels semi-spatialisés

Les modèles conceptuels semi-spatialisés (*semidistributed conceptual models*) représentent un grand progrès sur ces modèles globaux quand il s'agit d'analyser le fonctionnement interne d'un bassin : un maillage systématique ou un découpage plus physique ou naturaliste discrétise le bassin en **unités spatiales** considérées comme **homogènes** et se vidant les unes dans les autres d'amont en aval ; et c'est chaque unité et non plus le bassin globalement qui est représentée comme un assemblage de réservoirs interconnectés. Ceci permet de tenir compte de la répartition spatiale des facteurs du milieu et des forçages atmosphériques, et donc des zones actives et contributives, de suivre la genèse et la propagation des débits à l'intérieur du bassin, de simuler à chaque pas de temps des cartes des réserves dans chaque compartiment ou des flux qu'ils échangent, et de prendre en compte toute modification localisée ou non. C'est par exemple le cas du modèle CEQUEAU-ORSTOM (GIRARD *et al.*, 1972 ; MORIN *et al.*, 1981) ou plus récemment du modèle SLURP (KITE, 1995).

Cette bien meilleure prise en compte de la structure du bassin se paie par une mise en œuvre beaucoup plus lourde que pour les modèles globaux, du fait de la discrétisation à réaliser et du nombre de données bien plus importantes à collecter et manipuler. De plus, restant des modèles à réservoirs, ils en gardent les autres limites : les paramètres et relations utilisés n'ayant souvent pas grand sens physique, il s'agit là encore d'une représentation, si détaillée soit-elle, du fonctionnement interne d'un bassin, et non pas d'une explication.

2.4 Modèles physiques spatialisés

Les modèles physiques spatialisés (*physically-based, spatially-distributed models*) s'appuient sur les progrès récents de l'hydrodynamique et de l'écophysiologie pour représenter et expliquer le fonctionnement du système étudié. Ils font appel à des **variables d'état** (variables extensives, potentiels énergétiques), reliées entre elles en tout point par des **relations d'état**, des **relations dynamiques** (reliant les flux aux gradients de potentiel et aux résistances du milieu) et des **relations de conservation** (bilans de matière, d'énergie, de quantité de mouvement...). Ces relations s'expriment sous forme d'équations aux dérivées partielles par rapport au temps et à l'espace, avec des **paramètres** mesurables *en principe* et caractérisant les propriétés physiques du milieu. Si les **conditions initiales** et les **conditions imposées aux limites** sont connues, la résolution (le plus souvent approchée) de ces équations locales permet de simuler l'évolution du système en tout point et tout instant d'une **discrétisation** spatio-temporelle fine.

Permettant une description théorique unifiée de la plupart des flux observés dans un bassin versant selon un même formalisme général (FREEZE et HARLAN, 1969), cette approche dynamique a dans un premier temps servi à modéliser les principaux processus hydrologiques, comme par exemple :

- l'écoulement de surface dans les cours d'eau, à partir des équations de Saint-Venant ou de leurs approximations, combinant les équations de conservation de l'eau et de la quantité de mouvement (FREAD, 1985) ;
- l'écoulement en milieu saturé, à partir de l'équation de diffusivité combinant la loi de Darcy à l'équation de conservation de l'eau (DE MARSILY, 1981, 1986) ;
- l'écoulement en milieu non saturé, à partir de l'équation de Richards combinant la loi de Darcy généralisée à l'équation de conservation de l'eau (MORELSEYTOUX, 1989) ;

– l'évapotranspiration, à partir d'équations de conservation (bilans hydrique, énergétique et radiatif) et de relations entre flux (quantité de mouvement, vapeur d'eau, chaleur sensible), gradients (vitesse, concentration, température) et termes de résistance des différents compartiments (BRUTSAERT, 1982 ; PERRIER et TUZET, 1991) ;

– la fonte de la neige, à partir du bilan d'énergie du manteau neigeux (MORRIS, 1991).

Puis des tentatives ont porté sur le couplage de plusieurs processus :

– modèles de bilan hydrique stationnel (« *SVAT models* ») simulant les flux hydriques dans le système sol-végétation-atmosphère (HALLDIN *et al.*, 1984-1985 ; HUFF et SWANK, 1985 ; SiSPAT : BRAUD *et al.*, 1995) ;

– couplage « sol saturé-sol non saturé » (VAUCLIN *et al.*, 1979b), couplage infiltration-ruisellement (SMITH et HEBBERT, 1983).

– modèles hydrologiques de versant ou de la dynamique des surfaces saturées (FREEZE, 1978 ; TROENDLE, 1985 ; THALES/TAPES-C : GRAYSON *et al.*, 1995).

Mais ce n'est que dans les années 1980 que sont apparus des modèles tentant de représenter l'ensemble du fonctionnement hydrologique d'un bassin par un couplage de ces modèles physiques partiels : c'est par exemple le cas des modèles SHE (ABBOTT *et al.*, 1986) et IHDM (CALVER et WOOD, 1996).

Ces modèles déterministes, à discrétisation spatiale, à bases physiques et à paramètres mesurables fournissent en général un cadre conceptuel explicatif satisfaisant. Ils permettent *en principe* de tenir compte de la structure spatiale d'un bassin, de simuler en 3 dimensions les écoulements en toutes conditions, de transposer le modèle à des bassins non jaugés, de tester l'impact de tout changement, de préparer le couplage avec les autres flux associés à l'eau.

Néanmoins, leur utilisation à l'échelle d'un bassin se heurte *en pratique* à des contraintes limitant sérieusement leurs avantages de principe (BEVEN, 1985, 1989) : il s'agit de modèles complexes à élaborer et lourds à exploiter, nécessitant des temps de calcul encore très importants, et faisant appel à un grand nombre de données, rarement disponibles avec la densité et la qualité requises – ce qui fait réserver leur emploi à des objectifs de recherche. De plus, complexité du modèle n'est pas garantie de précision des résultats.

2.5 Modèles physico-conceptuels semi-spatialisés

Pour tenter de dépasser les limites de chacune des approches précédentes (modèles statistiques trop empiriques, modèles à réservoirs trop peu réalistes, modèles théoriques trop complexes), il apparaît intéressant de tenter une modélisation hydrologique qui soit à la fois (AMBROISE *et al.*, 1982) :

– à **bases physiques**, c'est-à-dire fondée explicitement sur les processus élémentaires réels, en tirant parti des acquis théoriques pour le choix des variables et paramètres pertinents, tout en simplifiant les modèles correspondants pour les rendre opérationnels à l'échelle du bassin versant ;

– **semi-spatialisée**, c'est-à-dire fondée sur un découpage de l'espace en unités relativement homogènes dans leur fonctionnement hydrologique, en tirant parti des méthodes naturalistes pour définir la structure du bassin et la variabilité interne de ses propriétés.

De tels modèles hydrologiques devraient sans doute être de type mixte :

– **déterministe** dans leur représentation simplifiée des processus en jeu ;

– **stochastique** dans leur paramétrisation et leur application, pour tenir compte de l'incertitude inévitable sur les paramètres et variables d'entrée.

En plein développement grâce à une meilleure identification des facteurs et processus dominants et à une meilleure caractérisation des hétérogénéités, ce type de modélisation est actuellement tenté de plusieurs façons :

– en combinant dans les modèles – selon les processus, les objectifs et l'état des connaissances – des modules physiques et des modules plus conceptuels ou même empiriques : c'est par exemple le cas du modèle semi-spatialisé MC (GIRARD *et al.*, 1981), couplant un module à réservoirs pour les écoulements de surface et dans la zone non saturée, à un module hydrodynamique de nappe ;

– en simplifiant les modèles théoriques tout en gardant la base physique : c'est par exemple le cas des modèles paramétriques du bilan hydrique stationnel, comme EARTH (CHOISNEL, 1985) conçu pour utiliser les données journalières du réseau météorologique, ou ISBA (NOILHAN et PLANTON, 1989) conçu pour être couplé à des modèles tant météorologiques qu'hydrologiques ;

– en tentant d'introduire plus de « physique » dans les modèles conceptuels : c'est ainsi que dans le modèle MC les paramètres contrôlant la capacité et la vidange des réservoirs du module conceptuel – et qui sont généralement déterminés par calage – peuvent, dans certains cas au moins, être déduits des propriétés hydriques des sols et des courbes de tarissement non influencé (AMBROISE *et al.*, 1995) ;

– en tenant compte explicitement, même de façon simplifiée, de la distribution statistique des paramètres du milieu liée aux hétérogénéités : c'est d'ailleurs ce que faisait déjà le modèle SWM, supposant une loi de distribution uniforme pour certains paramètres importants.

Mais c'est sans doute l'incorporation de **nouveaux concepts** qui permettra de simplifier encore la modélisation. C'est déjà le cas par exemple avec :

– pour la propagation des débits, le concept d'**hydrogramme unitaire instantané géomorphologique** (GIUH), prenant en compte explicitement la structure du réseau hydrographique (RODRIGUEZ-ITURBE et VALDÈS, 1979 ; RINALDO et RODRIGUEZ-ITURBE, 1996) : surtout intéressant pour les grands bassins, il ne sera pas davantage détaillé ici ;

– pour la genèse des débits, les **indices de similitude hydrologique** comme les indices topographiques (KIRKBY, 1975 ; BURT et BUTCHER, 1986 ; O'LOUGHLIN, 1986) utilisés dans des modèles topo-hydrologiques pour représenter explicitement l'effet de la topographie sur les écoulements, dominant souvent celui de l'hétérogénéité des propriétés hydrodynamiques (TOPMODEL : BEVEN et KIRKBY, 1979 ; BEVEN *et al.*, 1995).

Ainsi, TOPMODEL estime en tout point d'un bassin les flux latéraux dans le sol à partir de la transmissivité du profil, et d'un indice faisant intervenir la pente et la surface amont drainée en ce point. La fonction de distribution spatiale de cet indice – déduite d'un modèle numérique de terrain (QUINN *et al.*, 1991) – synthétise en une courbe simple mais à base physique l'essentiel de l'information topographique hydrologiquement utile ; ceci permet des calculs beaucoup plus simples par classes d'indice, tous les points de même indice ayant le même comportement. Privilégiant le rôle de la topographie grâce à cet indice de similitude hydrologique, ce type de modèle permet sans grande perte de réalisme – à l'aide d'un très petit nombre de paramètres de calage, et moyennant quelques hypothèses simplificatrices modifiables dans chaque cas (AMBROISE *et al.*, 1996) – une représentation plus simplifiée des conditions hydrodynamiques, privilégiées dans les modèles physiques.

2.6 Conclusions : choix et usage

Ainsi, la plupart des acquis des approches systémique et dynamique des fonctionnements hydrologiques mentionnés dans la première partie (AMBROISE, 1998a) se retrouvent dans les différents types de modèle. Le choix entre ces types, puis entre les modèles d'un même type, dépend de l'objectif et des moyens disponibles, et passe par l'analyse et la comparaison de leurs domaines de validité et d'application. Ceci suppose que les choix de modélisation (point de vue adopté, hypothèses, approximations...) faits dans chaque modèle soient clairement explicités dans la documentation des logiciels diffusés – ce qui n'est pas toujours le cas. En pratique, un critère de choix important est leur coût total de mise en œuvre (temps de calcul et ressources informatiques, temps et coût d'acquisition et de mise en forme des données, temps d'interprétation), augmentant vite avec leur degré de sophistication.

Même si les capacités de calcul et de stockage informatiques sont de moins en moins un frein à l'utilisation de modèles à bases physiques, l'effort beaucoup plus grand d'analyse du système et de préparation des données qu'ils nécessitent par rapport aux modèles empiriques ou conceptuels globaux n'est vraiment justifié que si on s'intéresse non pas seulement, par exemple, aux débits à l'exutoire mais aussi aux autres variables simulées et, dans le cas de modèles spatialisés, à leur cartographie : un modèle simple donne souvent de meilleurs résultats qu'un modèle complexe, mais pour un nombre beaucoup plus limité de variables et de conditions. Néanmoins, mieux un modèle intègre la physique des phénomènes, plus le cadre conceptuel qu'il fournit est évolutif, permettant d'intégrer toute nouvelle connaissance. De plus en plus, le véritable choix se pose entre des modèles physiques très détaillés, plus « universels » mais moins optimisés, et plutôt probablement des modèles plus simplifiés mais spécialisés (en fonction d'un processus, facteur ou objectif dominant).

Quel que soit le modèle choisi, il faut absolument se garder d'une utilisation de type « presse-bouton » – ce qu'encourage parfois la diffusion de logiciels « boîtes noires », faciles d'emploi mais insuffisamment documentés. Il ne peut y avoir de bonne modélisation sans une bonne connaissance des hypothèses simplificatrices et des méthodes de résolution sur lesquelles le modèle repose – information indispensable notamment pour interpréter les résultats et, le cas échéant, identifier ce qui doit être modifié dans le modèle. Enfin, la modélisation hydrologique est encore trop souvent freinée par une disponibilité insuffisante d'interfaces informatiques permettant une modélisation plus aisée et interactive – facilitant la manipulation des données, la discrétisation du bassin, la représentation graphique et cartographique des données et résultats, et donc aussi la validation visuelle des simulations.

La profusion actuelle des modèles traduit une redondance certaine dans leur développement. De façon à mieux capitaliser les efforts tout en conservant une nécessaire diversité des choix en modélisation hydrologique, une meilleure concertation serait nécessaire, notamment pour développer des « boîtes à outils » permettant, par une approche modulaire, la constitution de modèles à la demande, au sein d'un environnement informatique et graphique adapté (LEAVESLEY et STANNARD, 1995 ; BOUVIER *et al.*, 1996).

3 – PROBLÈMES À RÉSOUDRE

Ainsi, les succès rencontrés dans les études sur le terrain et le développement de modèles mathématiques ont permis de progresser dans la réponse aux questions posées à l'hydrologie. Mais de nombreux problèmes restent à résoudre pour parvenir à des modèles qui soient vraiment à la fois fondés scientifiquement et opérationnels. C'est que toute modélisation est assortie d'erreurs difficiles à réduire ou compenser, provenant tant du modèle que des données. Ces problèmes seront présentés dans l'ordre où ils se présentent généralement au cours du processus de modélisation.

3.1 Couplages entre modèles

Tout d'abord, il est bon de rappeler que la simulation des seuls écoulements dans un bassin versant n'est plus, et de loin, le seul objectif auquel doit répondre la modélisation hydrologique : de nombreux problèmes environnementaux nécessitent l'élaboration de modèles couplant les flux hydriques aux flux d'énergie ou de matière (sédiments, solutés, biomasse). Ces couplages font intervenir de nombreux processus et interactions encore très mal connus, dont la formalisation théorique et la modélisation passent par une concertation interdisciplinaire beaucoup plus étroite mais encore difficile à mettre en œuvre. C'est par exemple le cas du transport de solutés et polluants par l'eau dans les sols (VACHAUD *et al.*, 1990 ; VAUCLIN, 1994), de l'érosion hydrique et du transport de sédiment par ruissellement (BATHURST *et al.*, 1995 ; BOARDMAN et FAVIS-MORTLOCK, 1998), ou des flux d'eau et d'énergie dans le système sol-végétation-atmosphère à différentes échelles spatio-temporelles (SCHMUGGE et ANDRÉ, 1991) en vue d'une modélisation hydrologique et météorologique couplée.

Un préalable indispensable à l'obtention de tels modèles couplés est bien sûr une modélisation satisfaisante des flux hydriques – ce qui est loin d'être assuré pour les raisons indiquées dans ce qui suit. Mais, inversement, la perspective de ces nécessaires couplages peut et doit orienter le développement des modèles hydrologiques, par exemple en vue d'une meilleure représentation des chemins de l'eau ou de l'interface sol-plante-atmosphère, et d'une meilleure prise en compte des différences d'échelle spatio-temporelle des processus en jeu.

3.2 Erreurs liées à la structure du modèle

Même les plus complexes des modèles à bases physiques ne sont, par construction, que de grossières approximations de la réalité, par manque de théories adéquates ou par incorporation partielle des théories existantes.

3.2.1 Limites théoriques

Notons tout d'abord que la distinction empirique/théorique apparaît souvent comme subjective et relative à l'échelle de perception : c'est par exemple le cas de la loi de Darcy, relation phénoménologique macroscopique qui gouverne cependant les écoulements en milieu poreux saturé avec un large degré de généralité. Ensuite, certains processus sont encore trop mal connus sur le plan théorique pour pouvoir être incorporés dans des modèles physiques : c'est par exemple le cas des écoulements préférentiels dans les macropores (GERMANN, 1990 ;

GERMANN et DIPIETRO, 1996), ou des instabilités dans les fronts d'infiltration (HILLEL, 1987). De plus, les lois physiques établies pour des milieux homogènes et continus ne s'appliquent pas forcément aux milieux hétérogènes rencontrés dans la nature : quelle est par exemple la validité du concept de « volume élémentaire représentatif » dans des formations superficielles complexes ? Enfin, les couplages et interactions de processus ne sont pas toujours simples à formaliser, notamment aux interfaces : c'est par exemple le cas des échanges nappes-rivières.

3.2.2 Simplifications théoriques

Même si les théories sont disponibles, elles conduisent souvent à des équations trop complexes dans leur formulation générale pour être utilisables dans des modèles. La plupart des modèles utilisent des approximations des équations théoriques complètes, par simplification de certains termes ou l'emploi de relations physico-empiriques. Ceci conduit à négliger des processus, forces ou interactions, qui dans certaines conditions peuvent pourtant jouer un rôle déterminant dans les fonctionnements hydrologiques.

Des exemples de formulations simplifiées sont fournis par l'approximation par onde cinématique des écoulements de surface (HENDERSON et WOODING, 1964), ou par l'approximation de GREEN et AMPT (1911) pour l'infiltration. De même, l'équation de Richards utilisée pour représenter les écoulements en milieu non saturé suppose en fait l'eau et le milieu incompressibles et isothermes, avec des flux monophasiques ne dépendant que des gradients de potentiel hydraulique. Dans la plupart des cas, l'hystérésis des propriétés hydriques des sols est aussi négligée, alors qu'elle semble pouvoir expliquer la rapidité de certains transferts d'eau et de solutés dans des sols partiellement saturés (STAUFFER et DRACOS, 1986). De même, la formulation temporelle et spatiale de ces lois est généralement simplifiée : ainsi, le modèle SHE combine des formulations monodimensionnelles de l'infiltration et de l'écoulement en cours d'eau, et bidimensionnelles du ruissellement et des écoulements en nappe ; ou encore, dans TOPMODEL les évolutions sont assimilées à une succession d'états stationnaires.

3.2.3 Approximations numériques

À ces simplifications de nature conceptuelle et théorique s'ajoutent des approximations de nature numérique : les équations différentielles utilisées dans les modèles physiques n'ont généralement pas, ou seulement dans des cas simples (PARLANGE *et al.*, 1999), de solutions analytiques exactes, continues dans l'espace et le temps. Il faut en rechercher des solutions numériques approchées, à l'aide d'**algorithmes** dont la **vérification** et la comparaison peuvent d'ailleurs se faire par référence aux solutions analytiques disponibles : intégration par différences finies (REMSON *et al.*, 1971 ; VAUCLIN *et al.*, 1979a), ou par éléments finis (ZIENKIEWICZ, 1977 ; DHATT et TOUZOT, 1984), ou par d'autres méthodes dérivées (CHAVENT et ROBERTS, 1991 ; MOSÉ *et al.*, 1994) – avec, dans le cas d'équations non-linéaires, une linéarisation à l'aide de techniques itératives. Ces méthodes, dont chacune recouvre toute une famille de schémas de résolution, font intervenir une discrétisation du temps et de l'espace, pas toujours facile à adapter aux contrastes de vitesse des processus en jeu.

3.2.4 Discrétisations temporelle et spatiale

Cette discrétisation spatio-temporelle est une étape délicate de la modélisation, puisque les approximations qu'elle introduit croissent avec la taille des pas de temps et d'espace choisis : toute hétérogénéité de taille inférieure à ces pas est négligée, ainsi donc que ses effets hydrologiques éventuels – qui peuvent pourtant dans certains cas être amplifiés par les non-linéarités du système. Elle doit être adaptée aux longueurs et temps caractéristiques des processus et des facteurs : trop grossière, elle provoque des approximations voire même des instabilités numériques inacceptables ; trop fine, elle accroît inutilement les temps de calcul.

Le pas de temps choisi doit tout à la fois être compatible avec la résolution temporelle des données disponibles, être adapté aux variations temporelles des flux à simuler et, le cas échéant, respecter un critère de stabilité numérique. Plutôt qu'un pas de temps constant, il peut être judicieux d'utiliser un pas de temps variable selon l'intensité de l'activité hydrologique, diminuant lors des événements pluvieux, augmentant durant les périodes de tarissement. De plus, l'approximation temporelle revient à supposer les forçages constants sur toute la durée du pas de temps, ce qui est d'autant moins plausible que le pas de temps est plus long : ainsi, le pas de temps journalier fréquemment utilisé introduit un décalage aléatoire dans les crues simulées, différent selon que la pluie est en réalité concentrée en début ou en fin de journée.

Qu'ils soient conceptuels semi-spatialisés ou physiques spatialisés, les modèles s'appuient aussi sur un découpage de l'espace en éléments supposés homogènes, constituant les unités spatiales de base pour les calculs. Cette discrétisation spatiale peut prendre plusieurs formes :

- maillage systématique régulier (modèle SHE) ou emboîté (modèle MC), facilitant une résolution en différences finies, simple à générer mais peu adapté au traitement des limites et discontinuités ;
- découpage à partir de critères fonctionnels, plus réaliste et plus souple mais plus complexe à mettre en œuvre : éléments finis (JAYAWARDENA et WHITE, 1977), tubes de courant pour les écoulements dans les versants (TAPES-C : GRAYSON *et al.*, 1995), facettes de versant pour les calculs de fonte de neige ou d'évapotranspiration.

Aucune de ces méthodes de discrétisation spatiale ne semble cependant convenir à toutes les applications (MOORE *et al.*, 1991).

Les maillages réguliers – de plus en plus utilisés avec le développement des modèles numériques de terrain (MNT) et de la télédétection satellitale (à base de pixels) – apparaissent en fait assez peu adaptés à certains processus hydrologiques (ou géomorphologiques) d'extension plutôt linéaires ; de plus, la même résolution spatiale n'est généralement pas requise partout sur un bassin : une résolution fine est surtout nécessaire dans les zones à fort gradient (forçages, facteurs) et/ou à forte activité hydrologique, ainsi qu'aux limites des unités pour respecter les longueurs, surfaces et formes. Ainsi, des mailles de 25 à 50 m généralement utilisées pour des bassins de quelques km² et bien suffisantes pour les parties supérieures des versants peuvent s'avérer beaucoup trop larges pour décrire correctement la dynamique des zones actives et contributives, d'extension souvent limitée mais variable – comme les zones hydromorphes, aux formes plutôt linéaires le long des cours d'eau.

3.3 Disponibilité des données

Même en supposant acceptables ces approximations liées à la structure des modèles, la modélisation se heurte souvent à un problème de disponibilité de la grande masse de données requises pour paramétrer les modèles, pour fixer les conditions initiales et aux limites des simulations, pour disposer d'informations sur les variables internes ou de sortie pour leur validation.

3.3.1 Problèmes métrologiques

Malgré un très rapide développement technologique de l'instrumentation de terrain – qui a permis d'améliorer considérablement la fiabilité et la précision des capteurs et d'automatiser de nombreuses mesures, même dans des environnements difficiles – la métrologie en hydrologie doit encore beaucoup progresser, notamment par des collaborations accrues avec des physiciens.

Tout d'abord, l'**accessibilité** à certaines informations reste limitée, faute de méthodes de mesure appropriées. C'est par exemple le cas de la géométrie et de la distribution statistique des réseaux de macropores dans le sol et le sous-sol (BOUR et DAVY, 1997) ; ou encore, de la géométrie et de la structure des formations superficielles en trois dimensions : un effort important reste à faire pour adapter les méthodes de prospection géophysique aux besoins de l'hydrologie (BENDERITTER, 1990 ; MEYER de STADELHOFEN, 1991).

De plus, certaines méthodes disponibles ont un **domaine de validité** limité, n'étant bien adaptées qu'à certaines conditions. C'est par exemple le cas des méthodes aérodynamiques ou énergétiques de mesure de l'évapotranspiration, développées en terrain horizontal homogène (sol, végétation) mais encore mal adaptées aux versants hétérogènes (BRUTSAERT, 1982) ; ou encore, de la mesure des précipitations (notamment neigeuses) (SEVRUK, 1989) qui sont difficiles dans les régions venteuses (déficit de captation), en milieu forestier (interception), ou encore en montagne : par suite d'un effet trigonométrique encore trop négligé, la « pluie hydrologique » effectivement reçue par un versant peut être significativement différente de la « pluie météorologique » mesurée horizontalement (ADJIZIAN-GÉRARD et AMBROISE, 1995).

Enfin, chaque méthode de mesure effectue une certaine intégration spatiale et/ou temporelle, définissant son **échelle de mesure** caractéristique. Ceci rend les mesures provenant de différents appareils parfois difficiles, en toute rigueur, à comparer ou à combiner dans des modèles, si leurs échelles caractéristiques sont différentes : ainsi, l'humidimétrie neutronique concerne des volumes de sol supérieurs à ceux des humidimétries gravimétriques ou TDR (« *time domain reflectometry* »), ainsi qu'à ceux des mesures tensiométriques auxquelles elles sont pourtant combinées pour simuler l'évolution du profil hydrique. Bien plus, la plupart des méthodes disponibles donnent des mesures ponctuelles, à une échelle spatiale beaucoup plus fine que la discrétisation spatiale choisie – d'où une comparaison problématique des résultats simulés par maille à ces mesures locales. La nécessaire adéquation entre les échelles spatiales des données, de la théorie et du modèle est rarement respectée (CUSHMAN, 1986) – d'où le besoin de nouvelles méthodes capables de fournir directement des mesures aux échelles adéquates.

3.3.2 Problèmes méthodologiques

Les données ne sont généralement pas disponibles avec la résolution spatiale et temporelle requise : il est rarement possible, sauf dans des bassins de recherche bien équipés, de multiplier les points de mesure – ne serait-ce que pour des raisons de coût des appareillages et du traitement des données. Ceci pose plusieurs types de problèmes, difficiles à résoudre dans chaque cas :

- définition d'un **plan d'échantillonnage** (nombre et localisation des sites, fréquence et répétition des mesures) à l'échelle du bassin : il peut être considérablement allégé en s'appuyant sur une **typologie** préalable du temps et de l'espace en périodes et unités relativement homogènes, à partir de critères naturalistes souvent simples – en s'appuyant notamment sur l'identification des périodes et zones « actives » et/ou « contributives » : ainsi, la forte variabilité temporelle des forçages atmosphériques peut être ramenée à un nombre restreint de types de situations météorologiques et de types de temps locaux beaucoup moins variables ; de même, un échantillonnage stratifié des sols et de la végétation peut être fait par grands types d'unités géomorpho-pédo-écologiques présentant une variabilité inter-unités bien supérieure à la variabilité intra-unité (VIVILLE *et al.*, 1986 ; AMBROISE *et al.*, 1995).

- recherche de méthodes de **mesures indirectes**, permettant d'estimer la variabilité d'une propriété difficile à mesurer à partir de celle d'autres propriétés plus accessibles : c'est le cas des modèles d'estimation des courbes de conductivité hydraulique des sols à partir de leurs courbes de rétention hydrique, ou de ces courbes de rétention à partir de leurs courbes granulométriques plus largement disponibles (VAN GENUCHTEN *et al.*, 1992) ; ou de l'utilisation des courbes de tarissement non influencé et de corrélations « débit de base – extension des surfaces saturées » pour estimer à partir des débits de base l'état des réserves hydrologiques et l'extension de ces surfaces contributives (AMBROISE, 1986).

- détermination des **conditions initiales**, toujours très difficile même à partir de méthodes indirectes ou d'indices de conditions antérieures. Dans le cas de systèmes pas trop fortement non-linéaires, une erreur sur l'état initial influera surtout sur le début des simulations (compensation progressive des erreurs) : d'où l'intérêt de prévoir une « période de chauffe » du modèle en conditions à peu près stationnaires avant le début de la période d'intérêt, notamment dans le cas d'une simulation événementielle (crue isolée...).

- définition de **méthodes d'interpolation** (géostatistiques...) entre sites et dates de mesures, pour cartographier les **conditions aux limites**, les **variables** et les **paramètres** en tenant compte des discontinuités et hétérogénéités ainsi que des corrélations entre variables : c'est par exemple le cas des champs de précipitation fortement affectés par le relief, mais de façon différente selon les types de temps (CREUTIN *et al.*, 1980 ; BÉNICHOU et LE BRETON, 1987 ; HUMBERT, 1995) ; ou de la cartographie des propriétés physiques et hydriques des sols (GASCUEL-ODOUX et MÉROT, 1986 ; VOLTZ *et al.*, 1997).

- développement de logiciels de traitement de Modèles Numériques de Terrain (MNT), avec des procédures automatiques et interactives d'extraction des caractéristiques topographiques et morphométriques intéressant l'hydrologie (DEPRAETERE, 1991 ; MOORE *et al.* 1991), mais aussi de discrétisation spatiale à pas variable selon les zones du bassin. Toute l'information topographique utile n'est cependant pas accessible à partir de MNT, voire même de cartes topographiques : c'est le cas des réseaux de fossé et talus ou de la microtopographie de surface, jouant pourtant un rôle essentiel sur les ruissellements.

– mise au point de procédures fiables de **gestion des données**, pour assurer la critique, l'archivage, la mise à jour, la consultation, la représentation et l'extraction de cette masse d'information, souvent considérable dans le cas de réseaux de centrales d'acquisition automatique : l'interfaçage des modèles hydrologiques spatialisés avec des Systèmes d'Informations Géographiques (**SIG**) et de Gestion de Bases de Données (**SGBD**) – en rapide développement, malgré leur lourdeur relative – devrait permettre à terme d'assurer plus simplement ces fonctions, en amont et en aval de la modélisation (KOVAR et NACHNEBEL, 1993, 1996).

3.3.3 Apports de la télédétection

Pour augmenter la disponibilité des données spatialisées en hydrologie et remédier à certains des problèmes précédents, beaucoup d'espoirs ont été mis dans la télédétection aéroportée et surtout satellitale, grâce notamment :

- à la rapide amélioration de la résolution spatiale : les pixels de 20 m déjà disponibles pour certains capteurs rendent la télédétection satellitale intéressante même à l'échelle de petits bassins, avec des informations à une échelle spatiale directement compatible avec celle des modèles spatialisés ;
- à l'exploration des apports possibles d'une gamme de plus en plus large de longueurs d'onde (visible, proche infrarouge, infrarouge thermique, micro-ondes passives et actives) et de leurs combinaisons.

Des progrès très importants ont été réalisés en télédétection pour cartographier et suivre l'évolution de nombreux paramètres et variables hydrologiques (VAN DEN GRIEND et ENGMAN, 1985 ; BRUN *et al.*, 1990 ; ENGMAN et GURNEY, 1991 ; SCHMUGGE et BECKER, 1991 ; BONN, 1996) : état physiographique et hydrique du bassin (topographie et morphométrie, occupation du sol, couvertures végétales et neigeuses, états de surface, humidité des sols et extension des surfaces saturées, température de surface), mais aussi flux échangés avec l'atmosphère (suivi des champs de précipitations et d'évapotranspiration) – composantes essentielles mais encore très mal connues et modélisées du cycle hydrologique.

Mais il reste encore beaucoup à faire pour relier les signaux électromagnétiques enregistrés à des variables et paramètres hydrologiques, valider ces méthodes d'inversion par des mesures *in situ*, tirer parti des informations multispectrales et multicapteurs, améliorer leur fréquence et leur disponibilité, développer de nouveaux modèles hydrologiques capables de les assimiler – ce que font déjà certains modèles (OTTLÉ et VIDAL-MADJAR, 1994 ; HYDROTEL : FORTIN *et al.*, 1995 ; SLURP : KITE, 1995).

3.4 Adéquation des données : hétérogénéité spatiale

Même si les données nécessaires sont disponibles, leur adéquation pour la modélisation reste à assurer. La fréquente non-adéquation déjà mentionnée entre les échelles de mesure et de modélisation pose le problème d'une représentation satisfaisante des hétérogénéités et des fonctionnements tant à l'échelle des unités de discrétisation que de l'ensemble du bassin.

3.4.1 Paramétrisation et variabilité intra-unité

Une fois délimitées les unités spatiales de calcul, il reste à les paramétrer. Or, les études de terrain ont montré que dans des unités considérées comme homo-

gènes persistait une variabilité résiduelle souvent importante : c'est par exemple le cas de flux comme les précipitations (JACQUET, 1960) ou de variables internes comme le stock hydrique (GASCUEL-ODOUX et MÉROT, 1986), ou de paramètres comme les propriétés hydriques des sols (NIELSEN *et al.*, 1973 ; VAUCLIN, 1983 ; BOUMA et BELL, 1983 ; AMBROISE et VIVILLE, 1986). Cette variabilité est parfois assortie d'une autocorrélation spatiale qui, dans le cas des propriétés des sols, peut amplifier la variabilité des flux hydriques (SHARMA *et al.*, 1987 ; BINLEY *et al.*, 1989b). Même si elles peuvent être caractérisées et prises en compte dans les interpolations et intégrations spatiales – par exemple, par les méthodes de la géostatistique comme le krigeage (DELHOMME, 1976 ; JOURNAL et HUIJBREGTS, 1978 ; DE MARSILY, 1986) – encore bien peu de recherches ont porté sur l'explication de la genèse de ces variabilités et autocorrélations.

Non-linéarité et non-stationnarité des processus, autocorrélation spatiale des paramètres et des flux, topologie complexe des chemins de l'eau ont une conséquence importante : à l'échelle d'une unité, les **paramètres « équivalents »** (« *effective parameters* ») – valeurs que devraient prendre les paramètres pour donner les mêmes résultats si l'unité était homogène et uniforme – diffèrent des moyennes et/ou cumuls de leurs valeurs locales et ne peuvent généralement pas être déduits a priori de leurs distributions statistiques dans l'unité (VAUCLIN *et al.*, 1983 ; BINLEY *et al.*, 1989a). C'est que dans un système non-linéaire, l'ordre des opérateurs (moyenne, intégrale...) influe directement sur les résultats : la moyenne spatiale des simulations avec les paramètres locaux diffère de la simulation obtenue avec les paramètres moyens.

Ceci pose plusieurs problèmes :

- celui de l'estimation de la **représentativité spatiale** des mesures, fonction à la fois des méthodes utilisées et de l'hétérogénéité du milieu, et que doit prendre en compte la stratégie d'échantillonnage ;

- celui de la caractérisation de cette variabilité résiduelle, en utilisant par exemple des techniques à base de « facteur d'échelle » (« *scaling factor* » : WARRICK *et al.*, 1977 ; HILLEL et ELRICK, 1990) : dans le cas de sols suffisamment homogènes, la variabilité observée pour diverses propriétés hydriques peut être représentée par celle d'un unique facteur d'échelle ;

- celui de la prise en compte **explicite** de cette variabilité intra-unité : des modèles à bases physiques mais à paramétrisation stochastique (FREEZE, 1980 ; GELHAR, 1986) semblent pouvoir donner des résultats moyens plus réalistes que des modèles purement déterministes.

3.4.2 Intégration spatiale et changement d'échelle

Cette utilisation de données *locales* pour paramétrer des *unités spatiales* en vue d'une simulation *globale* pose en fait les problèmes plus fondamentaux de l'intégration spatiale (mais aussi temporelle) et des changements d'échelle, pour lesquels il manque toujours une théorie générale (GUPTA *et al.*, 1986 ; BEVEN, 1991a ; SIVAPALAN et KALMA, 1995).

Les grandeurs pertinentes, et donc les formulations théoriques des phénomènes et les méthodes de mesure, ne sont probablement pas les mêmes à chaque échelle (CUSHMAN, 1986). Les théories disponibles sur les flux (ruissellement, transfert en milieu poreux, évapotranspiration) ont été établies pour des échelles spatio-temporelles fines, sur des milieux continus et homogènes, alors que le milieu naturel apparaît comme très hétérogène et ce, sur une large gamme

d'échelles. La « **physique de l'hydrologie** », valable à l'échelle du versant et du bassin, est vraisemblablement différente de celle de l'hydrodynamique (échelle du monolithe et de la parcelle) mais reste encore à établir. Plusieurs approches sont actuellement tentées pour résoudre ces problèmes d'hétérogénéité et de changement d'échelles.

L'une, déjà ancienne, part du constat de l'**émergence** de nouveaux concepts et propriétés à chaque échelle, et cherche à les identifier (DOOGE, 1986) : Darcy l'a réussi en hydrodynamique avec l'identification de la conductivité hydraulique, caractérisant simplement à l'échelle macroscopique du monolithe les transferts en milieu poreux, pourtant très complexes à l'échelle microscopique du pore. C'est ce qui reste à trouver pour caractériser globalement la réponse complexe d'un versant ou d'un bassin, sans référence directe à l'hétérogénéité des réponses locales : les courbes de tarissement non influencé pourraient par exemple jouer ce rôle (AMBROISE, 1988). Ceci passe sans doute par l'identification d'« *aires élémentaires représentatives* » (par analogie avec les « *volumes élémentaires représentatifs* » des milieux poreux), fixant une taille seuil (de l'ordre du km² ?) au delà de laquelle une certaine stationnarité est atteinte (WOOD *et al.*, 1990) : les caractéristiques statistiques (moyenne, variance, distribution) de l'hétérogénéité réelle sous-jacente interviennent alors encore sur les fonctionnements, mais plus ses caractéristiques topologiques (disposition relative, connectivité).

Des approches plus récentes, donnant un nouvel éclairage à de nombreux constats empiriques anciens, visent au contraire à rechercher les invariances :

- invariance fonctionnelle, cherchant à partir de la théorie de la **similitude** et de l'analyse dimensionnelle à définir des variables réduites indépendantes des échelles spatio-temporelles et permettant par une formulation adimensionnelle de comparer entre eux les fonctionnements de systèmes (sols, bassins...) très différents (MILLER, 1980 ; WOOD *et al.*, 1990) ;

- invariance selon les échelles, par une **analyse fractale** de l'hétérogénéité – considérée alors comme autosimilaire sur une large gamme d'échelle – permettant d'interpréter les nombreuses « lois en puissance » découvertes empiriquement dans la nature (MANDELBROT, 1989). Cette analyse fractale ou multifractale a déjà été appliquée par exemple à l'analyse des chroniques de pluies ou de débits (HUBERT et CARBONNEL, 1989 ; TESSIER *et al.*, 1996), ou aux propriétés hydriques des sols (TYLER et WHEATCRAFT, 1990 ; RIEU et SPOSITO, 1991).

Toutes ces recherches en cours soulignent que c'est sans doute à l'échelle cruciale des petits bassins que la complexité et l'hétérogénéité sont maximales et les plus difficiles à caractériser et à prendre en compte dans des modèles. Pour de plus grands bassins, au-delà d'un seuil encore mal connu, une certaine linéarisation de la réponse semble souvent intervenir (KIRKBY, 1988) : pour des cours d'eau pérennes, plus la taille du bassin augmente, moins les hydrogrammes de crue semblent sensibles aux non-linéarités liées à la « *fonction de production* » des interfluves générant le volume de la crue, et plus ils semblent contrôlés par la « *fonction de transfert* » dans le réseau hydrographique assurant la répartition temporelle de ce volume.

3.5 Calage et validation du modèle

Une fois choisie la structure du modèle, vérifiés les algorithmes et définie sa paramétrisation en fonction du bassin versant, des simulations sont en principe

possibles pour toutes conditions initiales et aux limites. Mais avant une utilisation en routine, il reste encore, le cas échéant, à compléter cette paramétrisation, et surtout à vérifier la qualité du modèle en simulation.

3.5.1 Calage et analyse de sensibilité

Certains paramètres restent souvent impossibles à mesurer ou évaluer, ou alors seulement dans une fourchette assez large. Cette **identifiabilité** incomplète du modèle oblige à estimer les paramètres manquants par calage (ou calibrage, ou réglage ; « *calibration* ») : il s'agit de rechercher quelles valeurs de ces paramètres permettent de simuler au mieux, au vu d'un critère choisi, une série de données de référence sans modifier les paramètres déjà bien identifiés (SOROOSHIAN, 1991 ; SOROOSHIAN et GUPTA, 1995 ; WALTER et PRONZATO, 1997). Ce calage par « **méthode inverse** » est utilisé pour estimer les « paramètres équivalents », notamment dans le cas de modèles spatialisés (KOOL *et al.*, 1987 ; RENARD et DE MARSILY, 1997).

Le choix de la période de référence est crucial pour la qualité du calage : plus la période est contrastée, plus est large la gamme de fonctionnement dont elle est représentative, et plus sont nombreuses les combinaisons de processus et facteurs qu'elle permet d'activer dans le modèle. C'est donc le contenu informatif de la période de calage qui importe, plus que sa durée – au-delà d'une durée minimale, fonction du nombre de paramètres à estimer.

La qualité de la simulation sur cette période est généralement évaluée en prenant comme critère la valeur d'une « **fonction-objectif** », fournissant une certaine mesure globale de l'écart entre les séries des valeurs mesurées et simulées des variables de calage choisies. Le calage revient à rechercher les valeurs des paramètres correspondant au minimum (ou maximum, selon la fonction) de la « surface de réponse », représentant les variations de la fonction-objectif dans l'espace des paramètres de calage. Différentes fonctions peuvent être définies selon l'objectif poursuivi, les plus fréquemment utilisées étant :

- du type « moindres carrés » (approche supposant implicitement les résidus indépendants, centrés et gaussiens) – comme par exemple le taux d'efficacité (ou efficacité ; « *efficiency* » ; NASH et SUTCLIFFE, 1970) mesurant la part de la variance des mesures expliquée par le modèle ;
- du type « maximum de vraisemblance » (approche plus générale, mieux adaptée aux caractéristiques probabilistes complexes des erreurs).

Chaque fonction privilégiant certains aspects, il est préférable d'utiliser conjointement plusieurs fonctions (HORNBERGER *et al.*, 1985) – avec, comme complément indispensable, une **comparaison visuelle** mieux à même d'identifier les périodes à problèmes.

Plusieurs types de méthode d'ajustement sont possibles :

- « **manuel** », par « essais et erreurs » : différents jeux de valeurs de paramètres sont testés successivement jusqu'à en trouver un semblant convenir ; bien qu'apparemment très simple, cette méthode nécessite une bonne expérience du modèle et peut s'avérer peu concluante même avec un petit nombre de paramètres de calage, du fait de leur possible interdépendance ;
- **automatique**, à l'aide d'algorithmes d'optimisation cherchant, à partir d'un jeu initial plausible de paramètres, à converger itérativement vers l'extremum absolu de la surface de réponse, en évitant les extrema locaux ;

– **stochastique**, de type « Monte Carlo » : l'échantillonnage systématique, par tirage au hasard, de tout le domaine des paramètres permet une exploration détaillée de la surface de réponse, au prix de très nombreuses simulations.

Le calage joue en fait un **double rôle** :

- l'un, explicite, d'estimation de paramètres non connus,
- l'autre, implicite et trop souvent oublié, de compensation sur ces seuls paramètres de toutes les erreurs liées au modèle ou aux données.

Il en résulte de nombreux problèmes, rendant problématique cette étape malgré l'apparente facilité qu'elle offre pour paramétrer un modèle :

- les données de référence utilisées pour le calage ne sont pas elles-mêmes exemptes d'erreurs ; il n'est d'ailleurs pas rare que, par sa cohérence interne, un modèle permette de détecter des données erronées.

- le résultat du calage dépend largement du choix de la méthode d'ajustement, de la fonction-objectif et des périodes et variables de référence, voire même de la discrétisation choisie : ainsi, le calage de TOPMODEL donne des valeurs de conductivité hydraulique croissant avec la taille des mailles du MNT utilisé – ce qui explique les valeurs irréalistes fréquemment obtenues pour ce paramètre de calage lorsque cet effet n'est pas corrigé (BRUNEAU *et al.*, 1995 ; SAULNIER *et al.*, 1997) ;

- contrairement à ce qui est souvent supposé, interdépendances et non-linéarités rendent généralement la surface de réponse peu lisse voire discontinue, même pour des modèles à peu de paramètres : les multiples extrema locaux rendent plus difficile la détection de l'extremum absolu ;

- la « surparamétrisation » de la plupart des modèles spatialisés – par rapport à la quantité des données disponibles pour le calage – peut conduire à une forte indétermination, les rendant non identifiables : des simulations très semblables peuvent être obtenues avec des jeux de paramètres calés très différents, du fait de compensations liées à l'interdépendance des paramètres : *comment alors identifier le « bon » jeu de paramètres ?*

- des résultats similaires peuvent être obtenus avec des modèles très différents, reposant donc sur des représentations très différentes de la même réalité (LOAGUE et FREEZE, 1985 ; WMO, 1975, 1986 ; FRANCHINI et PACCIANI, 1991) : *comment alors identifier le « bon » modèle ?* Avec un nombre suffisant de paramètres de calage, il est en effet possible de « bien » caler numériquement un « mauvais » modèle – ce qui peut conduire à des conclusions tout à fait irréalistes et/ou dommageables : à condition de bien « tourner les boutons » de rugosité et d'infiltrabilité, il est possible de simuler correctement à l'aide d'un modèle de ruissellement une crue d'origine purement souterraine, mais certainement pas aussi les variations correspondantes d'humidité des sols ou de niveau piézométrique.

Ce problème de non-unicité (« *equifinality* ») de la paramétrisation et de la modélisation, par rapport à la fonction-objectif choisie, peut sans doute être en partie résolu par une réduction des degrés de liberté lors du calage. Trop de modèles sont calés sur les seuls débits à l'exutoire, ce qui laisse une large indétermination sur la simulation des autres grandeurs. Intégrer aussi dans la fonction-objectif d'autres flux hydriques et/ou d'autres variables internes (stocks hydriques locaux, niveaux piézométriques, débits de sources ou de sous-bassins, extensions de zones actives ou contributives...) simulés par le modèle, voire même à terme des flux couplés (énergie, solutés, sédiments...), permettraient de fortement restreindre le nombre de jeux de paramètres et de structures de modèles numériquement équivalents. C'est sans doute moins en prolongeant la

période de calage qu'en augmentant le nombre de sites et de variables utilisés que pourra être amélioré le calage des modèles.

Une **analyse de sensibilité** du modèle peut éventuellement compléter cette étape de calage (SOROOSHIAN et GUPTA, 1995) : faire varier, successivement ou simultanément, les paramètres autour de leurs valeurs optimales (mesurées ou calées) permet de préciser le « domaine d'indifférence » de chaque paramètre, à l'intérieur duquel la qualité des simulations n'est pas significativement altérée. Ceci permet de détecter les paramètres auxquels le modèle est peu sensible, tout au moins dans les conditions retenues, et de simplifier le cas échéant sa structure pour les éliminer. De telles analyses ont montré que 3 ou 4 paramètres suffisent en fait pour caler correctement des modèles conceptuels globaux (SOROOSHIAN, 1991) ; des analyses systématiques restent à faire pour les modèles spatialisés, où le risque de surparamétrisation est beaucoup plus grand. Ce type d'analyse est rendu délicat par l'interdépendance des paramètres, et ses résultats restent relatifs au jeu de données utilisé, limitant leur extrapolation à d'autres conditions. Il tend à être supplanté par l'approche stochastique beaucoup plus souple et générale.

3.5.2 Validation multicritère

Cette étape de calage ne suffit cependant pas à s'assurer du réalisme du modèle : il reste encore à le valider, en vérifiant si le modèle calé simule correctement des séries de données spatio-temporelles de référence non utilisées lors du calage, portant de nouveau si possible sur plusieurs variables d'intérêt – et non pas seulement sur les débits, comme c'est encore trop souvent le cas. Comme le recommande KLEMES (1986b), cette validation devrait au minimum comporter les étapes itératives suivantes

- **calage** sur une période et un bassin de référence, si possible pour plusieurs variables d'intérêt ;
- **validation** sur d'autres périodes pour le même bassin (*split-sample test*) et sur plusieurs flux et variables internes du bassin, sans modifier le jeu de paramètres estimés ou calés ;
- **transposition** à d'autres bassins similaires (*proxy-basin test*) et pour les périodes de référence disponibles, en conservant ou adaptant le jeu de paramètres précédent sans nouveau calage.

Chacune de ces étapes peut conduire à remettre en cause la paramétrisation ou la structure du modèle en cas de simulation insatisfaisante au vu de la fonction-objectif choisie : tout échec ou erreur en modélisation est en fait plein d'enseignements !

Encore trop rarement appliquée en hydrologie, une telle procédure de validation multiéchelle et multivariable oblige à définir au préalable une stratégie d'utilisation optimale des données de référence, rarement disponibles en grande quantité (AMBROISE *et al.*, 1995). Et la nécessaire comparaison des modèles passe par la définition de procédures standards et d'une gamme de critères d'évaluation robustes et bien adaptés à différentes conditions, que devrait alors indiquer toute publication en ce domaine (WMO, 1986) : trop peu de publications sur la modélisation hydrologique donnent des indications détaillées sur la procédure de validation employée et sur la qualité des simulations faites. Il faut cependant noter que, très dépendantes de la variabilité des données de référence utilisées, les valeurs des fonctions-objectif peuvent être utilisées pour comparer plusieurs modélisations sur le même jeu de données, mais pas pour des bassins et/ou périodes différents.

Cet indispensable calage de certains paramètres, cette difficile validation des modèles imposent une contrainte d'« unités de temps, de lieu et d'action » (DE MARSILY, 1994) limitant considérablement leur utilisation « en extrapolation », notamment pour tester des scénarios de changement. La plus grande prudence est recommandée dans leur exploitation en dehors des conditions pour lesquelles ils ont été validés : pour simuler des événements exceptionnels (crues, sécheresse...), prédire l'impact de perturbations importantes d'un bassin (changement d'occupation du sol, aménagement...) ou des conditions aux limites (changement climatique...), modéliser des bassins non jaugés (calage et validation impossibles). Pour le test de scénarios de changement, il peut d'ailleurs être préférable de retenir pour le calage et la validation du modèle des périodes et/ou des bassins aussi différents que possible (« differential split-sample test ») – par exemple, pour vérifier en conditions plutôt de hautes eaux la qualité du modèle calé en conditions plutôt de basses eaux ou inversement, selon les changements escomptés.

Ce sont pourtant ces applications « en extrapolation » qui sont invoquées pour justifier le développement de modèles physiques complexes... En pratique, tels qu'ils sont utilisés faute d'informations suffisantes, ces modèles diffèrent peu des modèles conceptuels dans leurs limitations (BEVEN, 1989 ; DE MARSILY, 1994) – même si bien sûr leur habillage théorique et mathématique fournit un cadre conceptuel et formel beaucoup plus évolutif.

3.6 Conclusions : incertitude et intervalle de confiance des prévisions

Les approximations liées à la structure du modèle, les insuffisances des données disponibles (conditions initiales et aux limites, variables internes et paramètres), les imprécisions dues à l'hétérogénéité du milieu (variabilité spatio-temporelle, conflit d'échelles), les compromis introduits lors du calage conduisent à des simulations assorties d'une **incertitude** plus ou moins large selon les points et les instants, difficile à estimer, le plus souvent ignorée ou négligée par l'approche déterministe classique, et pourtant bien utile à connaître : par exemple, pour identifier les périodes (ou zones) à problèmes en comparant les intervalles de confiance des courbes (ou cartes) mesurées et simulées ; ou pour vérifier si un écart, même important, entre valeurs simulées et mesurées est vraiment significatif au vu de cette incertitude.

Il est quelque peu paradoxal, et déontologiquement problématique, que dans un domaine aussi complexe et donc aussi sujet à l'incertitude que l'hydrologie, on se contente encore souvent d'une modélisation purement déterministe, capable seulement de fournir dans chaque cas UNE simulation, prise ensuite comme référence pour d'éventuelles décisions. Caractériser cette incertitude, en déduire un **intervalle de confiance** ou une **fonction de vraisemblance** de ces simulations doit constituer désormais un thème de recherche prioritaire en hydrologie (BEVEN, 1991b).

Des voies de recherche prometteuses en ce sens résident dans l'appel à la théorie des ensembles flous (GANOULIS, 1996) et surtout dans une utilisation stochastique (par exemple, de type « Monte Carlo ») de ces modèles déterministes, que le développement rapide des moyens de calcul rend de plus en plus accessible. Au lieu de chercher à tout prix à éliminer l'hétérogénéité en utilisant des paramètres moyens ou « équivalents », ou à identifier par calage des paramètres « optimaux » à partir de données de référence elles-mêmes « bruitées », pourquoi

en effet ne pas prendre en compte explicitement – au prix d'un effort qui n'apparaît plus comme rédhibitoire – les informations même subjectives souvent déjà disponibles sur ces hétérogénéités et imprécisions ? C'est ce que s'efforcent déjà de faire les générations numériques, conditionnées par toutes les mesures disponibles, de milieux synthétiques ayant les mêmes propriétés stochastiques que le milieu réel étudié (DE MARSILY, 1994) ; ou des approches comme GLUE (« *Generalised Likelihood Uncertainty Estimation* » ; BEVEN et BINLEY, 1992), permettant d'estimer l'incertitude tant sur les paramètres calés que sur les simulations.

4 – CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES : interactions « terrain-modèle »

Ainsi, même si de grands progrès ont été réalisés depuis une vingtaine d'années dans la compréhension et la modélisation de la réalité complexe qu'est tout bassin versant, il reste beaucoup à faire pour aboutir à une représentation satisfaisante des **chemins de l'eau**. Limitant la transposabilité des résultats, les fortes hétérogénéités et non-linéarités constatées à toutes les échelles doivent encore être mieux caractérisées et prises en compte. Enfin, la prolifération actuelle des modèles doit souvent plus à une « mathématicaille » assez stérile (la « *mathematistry* » citée par KLEMES, 1986a) qu'à de véritables progrès conceptuels et méthodologiques : même les modèles les plus sophistiqués, les mieux ancrés dans les théories hydrodynamiques apparaissent en fait, tout au moins tels qu'ils doivent encore généralement être utilisés, comme peu différents de modèles plus conceptuels ou empiriques.

C'est que toute modélisation résulte d'une interaction entre un modèle et un jeu de données, tous deux assortis d'incertitudes : les approximations dans la structure du modèle, la disponibilité, l'adéquation et la précision limitées des informations utilisées, et la faible compatibilité des trois échelles (point de mesure, maille de discrétisation, bassin versant) auxquelles elles sont acquises, rendent difficiles tout à la fois le calage et la validation du modèle, et assortissent les simulations d'une incertitude souvent large mais trop rarement connue. **Si bons soient-ils, un modèle n'est pas la réalité, une simulation n'est pas une expérience ; un modèle ne donne pas de preuves, tout au plus des arguments – mais c'est déjà beaucoup !**

Comme le souligne BECK (1987), le choix d'un modèle pose un dilemme :

- soit un modèle simple, facile à caler mais à domaine de validité étroit, ayant une faible pouvoir d'extrapolation ;
- soit un modèle détaillé, à large domaine de validité mais difficile à caler, fournissant des simulations correctes mais assorties d'une large incertitude.

Il apparaît en tout cas indispensable :

- d'adapter la complexité du modèle utilisé à la nature, à la quantité et à la qualité des données disponibles tout en restant proche des processus réels,
- de limiter au maximum la part du calage dans la paramétrisation, quitte à ne pas obtenir le modèle « optimal » du seul point de vue numérique.

Des **recherches interdisciplinaires** assurant une meilleure intégration des différentes approches (climatohydrologique, topomorphométrique, hydrodynami-

que, géophysique, géochimique, écologique...) du cycle de l'eau, une plus forte **interaction entre les études de terrain et le développement de modèles** devraient permettre à terme de dépasser ces limitations :

- le terrain peut stimuler la formalisation, en identifiant de nouveaux processus et combinaisons de processus, en contredisant les aspects trop simplistes des modèles et des théories ;
- la modélisation peut guider les recherches de terrain, par le test d'hypothèses à l'aide d'expériences numériques ou par l'analyse des écarts entre simulations et observations.

Observation et mesures *in situ*, expérimentation sur le terrain et au laboratoire, effort de formalisation et de modélisation sont indispensables et complémentaires – à condition de les mener dès le départ en concertation.

Cette étroite coopération entre les hydrologues de terrain et les modélisateurs – « *les Caïn et Abel de l'hydrologie* » (DUNNE, 1983) –, dont la nécessité et l'urgence sont de plus en plus largement ressenties (DUBREUIL, 1989 ; CHRISTOPHERSEN et NEAL, 1990 ; DECOURSEY, 1991), devrait rapidement conduire la communauté hydrologique :

- à mieux focaliser sur un petit nombre de **zones-ateliers** bien équipées et représentatives des différents milieux l'effort actuel considérable de recherches *in situ*, difficile à bien valoriser car beaucoup trop dispersé sur une multitude de sites différant par le spectre des informations recueillies, la qualité de l'instrumentation, la durée du suivi et l'extension spatiale. Ce pourrait être le cas de réseaux de **bassins versants de recherche à long terme**, intégrant des dispositifs de mesure emboîtés à plusieurs échelles (parcelle, versant, bassin élémentaire, bassin versant, transect régional) : par leur quadruple fonction de **laboratoire de terrain** (mesures, expérimentations), de **site de validation** (de méthodes, de modèles), d'**observatoire du milieu** (tendances à long terme) et de **lieu de formation** (universitaire, technique), ces bassins de recherche constituent des sites privilégiés pour de telles études interdisciplinaires (AMBROISE, 1994).

- à mieux concevoir *a priori* l'acquisition de données sur ces sites en termes de **test d'hypothèse** (ou de méthode, ou de modèle) – à l'exemple d'autres domaines proches (atmosphérique, océanique, géophysique) : la modélisation hydrologique doit trop souvent, *a posteriori*, « faire avec » des jeux de données acquis en routine mais rarement bien adaptés. De grandes expérimentations l'ont déjà réussi sur certains aspects du cycle de l'eau, comme par exemple les champs de précipitations (EPSAT : LEBEL *et al.*, 1996) ou le bilan hydrique spatialisé (HAPEX-MOBILHY : SCHMUGGE et ANDRÉ, 1991 ; HAPEX-Sahel : GOUTORBE *et al.*, 1997).

Telles sont quelques-unes des voies que, pour progresser, devrait probablement suivre l'hydrologie, depuis trop longtemps écartelée entre :

- une **ingénierie hydrologique** ignorant encore trop les résultats des recherches sur les processus et utilisant, faute de mieux, des méthodes et outils souvent reconnus comme peu réalistes ;
- une **recherche hydrologique** parvenant progressivement à démêler la complexité du réel mais encore trop peu capable de traduire ses résultats en méthodes et modèles opérationnels.

Tendance accentuée d'ailleurs par une formation en hydrologie un peu trop stéréotypée et pas assez renouvelée depuis une vingtaine d'années : **le manuel nouveau de l'hydrologie moderne reste à écrire... !**

L'émergence d'une véritable science hydrologique, encore trop dépendante actuellement des nombreuses sciences connexes, passe par l'identification de nouveaux concepts et de nouvelles lois hydrologiques (DOOGE, 1986), permettant d'aboutir à des modèles restant à bases physiques mais suffisamment simples pour être opérationnels, mais aussi par le développement de nouvelles techniques de mesures aux échelles appropriées.

Trop longtemps pilotée par la solution immédiate de problèmes de ressources en eau et de maîtrise des débits qui l'ont focalisée sur les relations pluie-débit, l'hydrologie a pu se satisfaire de solutions empiriques et globales, ce qui a beaucoup freiné son développement comme science (YEVJEVICH, 1968 ; KLEMES, 1986a, 1988). Fortement sollicitée depuis une quinzaine d'années par l'aggravation des questions d'environnement (pollutions, érosion, impact des changements d'occupation des terres ou des changements climatiques...) liées aux 4 fonctions de l'eau (ressource, agent, vecteur, biotope), l'hydrologie connaît actuellement une nouvelle impulsion, qui l'oblige à une approche plus scientifique et plus complète du cycle de l'eau – dont la connaissance et la modélisation sont un préalable indispensable à celles des autres flux couplés.

Dans ces recherches sur les cycles et bilans hydriques – résultant d'une concurrence complexe et variable entre divers types d'énergie et de force (gravitaire pour les écoulements ; météorologique pour l'évapotranspiration ; capillaire pour la rétention dans les sols) – les études de petits bassins versants ont un rôle déterminant à jouer, à une échelle charnière entre l'hydrodynamique et l'hydrologie régionale.

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, 1998b). 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

- ABBOTT M.B., BATHURST J.C., CUNGE J.A., O'CONNELL P.E., RASMUSSEN J., 1986. An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européen « SHE ». *J. Hydrol.*, 87, 45-77.
- 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 1^{er} Colloque Scientifique des Universités du Rhin Supérieur, ULP/Conseil de l'Europe, Strasbourg, 27-28/6/86, 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. Intern. 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., 1994. Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental, au BVR, bassin versant de recherche. In « *Du Concept de BVRE à celui de Zone-Atelier dans les Recherches menées en Eaux Continentales* », Houli D., Verrel J.L. [Ed.], Actes du Séminaire National Hydro-systèmes, Paris, 10-11/5/1994, GIP Hydrosystèmes, CEMAGREF Éditions, 11-24.
- AMBROISE B., 1998a. Genèse des débits dans les petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : 1 – Processus et facteurs. *Rev. Sci. Eau*, 11(4), 471-495.
- AMBROISE B., 1998b. *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), *H*G*A*, Bucarest (RO), 200 p.
- AMBROISE B., BEVEN K.J., FREER J., 1996. Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: topographic indices of hydrological similarity. *Water Resour. Res.*, 32(7), 2135-2145.
- 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., PERRIN J.L., REUTENAUER D., 1995. Multicriterion validation of a semidistributed conceptual model of the water cycle in the Fecht catchment (Vosges massif, France). *Water Resour. Res.*, 31(6), 1467-1481.
- AMBROISE B., VIVILLE D., 1986. Spatial variability of textural and hydrodynamical properties in a soil unit of the Ringelbach study catchment, Vosges (France). In « *Geomorphology and Land Management* », Baileanu D., Slaymaker O. [Ed.], Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 58, 21-34.
- ANDERSON M.G., BURT T.P. [Ed.], 1985. *Hydrological Forecasting*. Wiley-Interscience Publ., 604 p.
- BATHURST J.C., WICKS J.M., O'CONNELL P.E., 1995. The SHE/SHESED basin scale water flow and sediment transport modelling system. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 563-594.
- BECK M.B., 1987. Water quality modeling : a review of the analysis of uncertainty. *Water Resour. Res.*, 23(8), 1393-1442.
- BENDERITTER Y., 1990. Geophysical methods and rugged topography : influence of topography on measurements. In « *Water Resources in Mountainous Regions* », A. Parriaux [Ed.], IAH Mémoires Vol. XXII Part 2, EPFL, Lausanne (CH), 778-785.
- BÉNICHOU P., LE BRETON O., 1987. Prise en compte de la topographie pour la cartographie des champs pluviométriques statistiques. *La Météorologie*, 7^e série, 19, 23-34.
- BEVEN K.J., 1985. Distributed models. In « *Hydrological Forecasting* », M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley-Interscience Publ., 405-435.
- BEVEN K.J., 1989. Changing ideas in hydrology – The case of physically-based models. *J. Hydrol.*, 105, 157-172.
- BEVEN K.J., 1991a. Scale considerations. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 357-371.
- BEVEN K.J., 1991b. Spatially distributed modelling : conceptual approach to runoff

- prediction. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 373-387.
- BEVEN K.J., BINLEY A.M., 1992. The future of distributed models : model calibration and uncertainty prediction. *Hydrol. Process.*, 6, 279-298.
- BEVEN K.J., KIRKBY M.J., 1979. A physically-based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol. Sci. Bull.*, 24(1), 43-69.
- BEVEN K.J., LAMB R., QUINN P., ROMANOWICZ R., FREER J., 1995. TOPMODEL. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 627-668.
- BINLEY A.M., BEVEN K.J., ELGY J., 1989a. A physically-based model of heterogeneous hillslopes, II. Effective hydraulic conductivities. *Water Resour. Res.*, 25(6), 1227-1233.
- BINLEY A.M., ELGY J., BEVEN K.J., 1989b. A physically-based model of heterogeneous hillslopes, I. Runoff production. *Water Resour. Res.*, 25(6), 1219-1226.
- BOARDMAN J., FAVIS-MORTLOCK D. [Ed.], 1998. Modelling Soil Erosion by Water. NATO ASI Series « Global Environmental Change », Vol. 55, Springer, 531 p.
- BONN F. [Ed.], 1996. Précis de Télédétection – Vol. 2 : Applications Thématiques. Presses Univ. Québec/AUPELF, 633 p.
- BOUMA J., BELL J.P. [Ed.], 1983. Spatial Variability. *Agricult. Water Manag.*, 6(2/3), 89-320.
- BOUR O., DAVY P., 1997. Connectivity of random fault networks following a power law fault length distribution. *Water Resour. Res.*, 33(7), 1567-1583.
- BOUVIER C., DELCLAUX F., CRESPIY A., 1996. ATHYS : atelier hydrologique spatialisé. In « *L'Hydrologie Tropicale : Géoscience et Outil pour le Développement* », P. Chevallier, B. Pouyaud [Ed.], IAHS Publ. N° 238, 425-435.
- BOWLES D.S., O'CONNELL P.E., [Ed.], 1991. Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems. NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 667 p.
- BRAUD I., DANTAS-ANTONINO A.C., VAUCLIN M., THONY J.L., RUELLE P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) : development and field verification. *J. Hydrol.*, 166, 213-250.
- BRUN C., BERNARD R., VIDAL-MADJAR D., GASCUEL-ODOUX C., MÉROT P., DUCHESNE J., NICOLAS H., 1990. Mapping saturated areas with a helicopter-borne C band scatterometer. *Water Resour. Res.*, 26(5), 945-955.
- BRUNEAU P., GASCUEL-ODOUX C., ROBIN P., MÉROT P., BEVEN K., 1995. Sensitivity to space and time resolution of a hydrological model using digital elevation model. *Hydrol. Process.*, 9, 69-81.
- BRUTSAERT W.H., 1982. Evaporation into the Atmosphere – Theory, History and Applications. Reidel Publ. Comp., Dordrecht (NL), 299 p.
- BURT T.P., BUTCHER D.P., 1986. Development of topographic indices for use in semi-distributed hillslope runoff models. In « *Geomorphology and Land Management* », Balteanu D., Slaymaker O. [Ed.], Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 58, 1-19.
- CALVER A., WOOD W.L., 1996. The Institute of Hydrology Distributed Model. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 595-626.
- CHAVENT G., ROBERTS J.E., 1991. A unified physical presentation of mixed, mixed hybrid finite elements and standard finite difference approximations for the determination of velocities in water flow problems. *Adv. Water Resour.*, 14(6), 329-348.
- CHOISNEL E., 1985. Un modèle agrométéorologique opérationnel de bilan hydrique utilisant des données climatiques. In « *Les Besoins en Eau des Cultures* », A. Perrier, C. Riou [Ed.], INRA, 115-132.
- 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.
- CLARKE R.T., 1973. A review of some mathematical models used in hydrology, with observation on their calibration and use. *J. Hydrol.*, 19, 1-20.
- CLARKE R.T., 1994. Statistical Modelling in Hydrology. Wiley, Chichester, 426 p.

- CRAWFORD N.H., LINSLEY R.K., 1966. Digital Simulation in Hydrology: Stanford Watershed Model IV. *Technical Report n° 39*, Depart. Civil Engineer., Univ. Stanford (CA, USA), 210 p.
- CREUTIN D., OBLED C., TOURASSE P., 1980. Analyse spatiale et temporelle des épisodes pluvieux cévenols. *La Météorologie*, 6^e Série, 20-21, 233-242.
- CUSHMAN J.H., 1986. On measurement, scale and scaling. *Water Resour. Res.*, 22(2), 129-134.
- DE MARSILY G., 1981. Hydrogéologie Quantitative. Masson, 215 p.
- DE MARSILY G., 1986. Quantitative Hydrogeology – Groundwater Hydrology for Engineers. Academic Press, 440 p.
- DE MARSILY G., 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. *Rev. Sci. Eau*, 7(3), 219-234.
- DECOURSEY D.G., 1991. Mathematical models: research tools for experimental watersheds. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 591-612.
- DELHOMME J.P., 1976. Applications de la Théorie des Variables Régionalisées dans les Sciences de l'Eau. Thèse Doct. Ing., Paris, 160 p.
- DEPRAETERE C., 1991. DEMIURGE 2.0, chaîne de production et de traitement de modèles numériques de terrain. Laboratoire d'Hydrologie, ORSTOM, Montpellier.
- DHATT G., TOUZOT G., 1984. Une présentation de la méthode des éléments finis. Maloine, Paris, 543 p.
- DOOGE J.C.I., 1986. Looking for hydrologic laws. *Water Resour. Res.*, 22(9), 46s-58s.
- DUBAND D., OBLED C., RODRIGUEZ Y., 1993. Unit Hydrograph revisited: an alternate iterative approach for U.H. and effective precipitations identification. *J. Hydrol.*, 150, 115-149.
- DUBREUIL P.L., 1989. Pour un suivi à long terme de l'évolution des ressources en eau grâce à un réseau européen de bassins de référence. *Hydrogéologie*, 2, 111-114.
- DUNNE T., 1983. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *J. Hydrol.*, 65, 25-48.
- EDIJATNO, MICHEL C., 1989. Un modèle pluie-débit journalier à trois paramètres. *La Houille Blanche*, 2, 113-121.
- ENGMAN E.T., GURNEY R.J., 1991. Recent advances and future implications of remote sensing for hydrologic monitoring. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 471-495.
- FORTIN J.P., MOUSSA R., BOCQUILLON C., VILLENEUVE J.P., 1995. Hydrotel, un modèle hydrologique distribué pouvant bénéficier des données fournies par la télédétection et les systèmes d'informations géographiques. *Rev. Sci. Eau*, 8(1), 97-124.
- FRANCHINI M., PACCIANI M., 1991. Comparative analysis of several conceptual rainfall-runoff models. *J. Hydrol.*, 122, 161-219.
- FREAD D.L., 1985. Channel routing. In « *Hydrological Forecasting* », M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley-Interscience Publ., 437-503.
- FREEZE R.A., 1978. Mathematical models of hillslope hydrology. In « *Hillslope Hydrology* », M.J. Kirkby [Ed.], Wiley-Interscience Publ., 177-225.
- FREEZE R.A., 1980. A stochastic-conceptual analysis of rainfall-runoff processes on a hillslope. *Water Resour. Res.*, 16(2), 391-408.
- FREEZE R.A., HARLAN R.L., 1969. Blueprint for a physically-based, digitally-simulated hydrologic response model. *J. Hydrol.*, 9, 237-256.
- GANOULIS J., 1996. Sur la modélisation des phénomènes hydrologiques. *Rev. Sci. Eau*, 9(4), 421-434.
- GASCUEL-ODOUX C., MÉROT P., 1986. Variabilité spatiale du transfert de l'eau dans le sol: utilisation du traçage et analyse géostatistique. *J. Hydrol.*, 89, 93-107.
- GELHAR L.W., 1986. Stochastic subsurface hydrology from theory to applications. *Water Resour. Res.*, 22(9), 135S-145S.
- 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.
- GERMANN P.F., DIPIETRO L., 1996. When is porous-media flow preferential? A hydro-

- mechanical perspective. *Geoderma*, 74, 1-21.
- GIRARD G., LEDOUX E., VILLENEUVE J.P., 1981. Le modèle couplé – Simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 18(4), 195-280.
- GIRARD G., MORIN G., CHARBONNEAU R., 1972. Modèle précipitations-débits à discrétisation spatiale. *Cah. ORSTOM, Sér. Hydrol.*, 9(4), 35-52.
- GOUTORBE J.P., DOLMAN A.J., GASH J.H.C., KERR Y.H., LEBEL T., PRINCE S.D., STRICKER J.N.M. [Ed.], 1997. HAPEX-SAHEL. *J. Hydrol. (Special Issue)*, 188-189(1/4), 1079 p.
- GRAYSON R.B., BLÖSCHL G., MOORE I.D., 1995. Distributed parameter hydrologic modelling using vector elevation data: THALES and TAPES-C. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 669-696.
- GREEN W.A., AMPT G.A., 1911. Studies in soil physics: 1. Flow of air and water through soils. *J. Agric. Sci.*, 4, 1-24.
- GUPTA V.K., RODRIGUEZ-ITURBE I., WOOD E.F., [Ed.], 1986. Scale Problems in Hydrology. Reidel Publ. Co., 246 p.
- HAAN C.T., JOHNSON H.P., BRAKENSIEK D.L., [Ed.], 1982. Hydrologic Modeling of Small Watersheds. ASAE Monograph n° 5, ASAE, St Joseph (MI, USA), 533 p.
- HALLDIN S., SAUGIER B., PONTAILLER J.Y., 1984-1985. Evapotranspiration of a deciduous forest: simulation using routine meteorological data. *J. Hydrol.*, 75, 323-341.
- HENDERSON F.M., WOODING R.A., 1964. Overland flow and groundwater flow from a steady rainfall of finite duration. *J. Geophys. Res.*, 69(8), 1531-1540.
- HILLEL D., 1987. Unstable flow in layered soils: a review. *Hydrol. Process.*, 1, 143-147.
- HILLEL D., ELRICK D.E., [Ed.], 1990. Scaling in Soil Physics – Principles and Applications. *Soil Sci. Soc. Amer. Special Publ.* n° 25, Madison (WI, USA), 122 p.
- HORNBERGER G.M., BEVEN K.J., COSBY B.J., SAPPINGTON D.E., 1985. Shenandoah watershed study: calibration of a topography-based, variable contributing area hydrological model to a small forested catchment. *Water Resour. Res.*, 21(12), 1841-1850.
- HUBERT P., CARBONNEL J.P., 1989. Dimensions fractales de l'occurrence de pluie en climat soudano-sahélien. *Hydrol. Continent.*, 4, 3-10.
- HUFF D.D., SWANK W.T., 1985. Modelling changes in forest evapotranspiration. In « *Hydrological Forecasting* », M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley-Interscience Publ., 125-151.
- HUMBERT J., 1995. Cartographie automatique des précipitations mensuelles et annuelles en zone montagneuse. *Ann. Géogr.*, 581/582, 168-173.
- JACQUET J., 1960. Répartition spatiale des précipitations à l'échelle fine et précision des mesures pluviométriques. *IAHS Publ.* 53, 317-342.
- JAKEMAN A.J., WHITEHEAD P.G., [Ed.], 1996. Unit Hydrograph Methods and Applications. *Hydrol. Process.*, 10(6), 771-893.
- JAYAWARDENA A.W., WHITE J.K., 1977. A finite element distributed catchment model, 1. Analytical basis. *J. Hydrol.*, 34, 269-286.
- JOURNAL A.G., HUIJBREGTS C., 1978. Mining Geostatistics. Academic Press, London (UK), 600 p.
- KIRKBY M.J., 1975. Hydrograph modelling strategies. In « *Process in Physical and Human Geography* », R. Peel, M. Chisholm, P. Haggett [Ed.], Heinemann, London (UK), 69-90.
- KIRKBY M.J., 1988. Hillslope runoff processes and models. *J. Hydrol.*, 100, 315-339.
- KITE G.W., 1995. The SLURP model. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 521-562.
- KLEMES V., 1986a. Dilettantism in hydrology: transition or destiny? *Water Resour. Res.*, 22(9), 177s-188s.
- KLEMES V., 1986b. Operational testing of hydrologic simulation models. *Hydrol. Sci. J.*, 31(1), 13-24.
- KLEMES V., 1988. A hydrological perspective. *J. Hydrol.*, 100, 3-28.
- KOOL J.B., PARKER J.C., VAN GENUCHTEN M.T., 1987. Parameter estimation for the unsaturated flow and transport models, a review. *J. Hydrol.*, 91, 255-293.

- KOVAR K., NACHNEBEL H.P. [Ed.], 1993. Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. IAHS Publ. 211, 694 p.
- KOVAR K., NACHNEBEL H.P. [Ed.], 1996. Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management. IAHS Publ. 235, 712 p.
- LEAVESLEY G.H., STANNARD L.G., 1995. The precipitation-runoff modeling system PRMS. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 281-310.
- LEBEL T., AMANI A., CAZENAVE F., LECOCQ J., TAUPIN T., ELGUERO E., GREARD M., LE BARBÉ L., LAURENT H., D'AMATO N., ROBIN J., 1996. La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel : apports de l'expérience EPSAT-Niger. In « *L'Hydrologie Tropicale : Géoscience et Outil pour le Développement* », P. Chevallier, B. Pouyaud [Ed.], IAHS Publ. n° 238, 77-98.
- LOAGUE K.M., FREEZE R.A., 1985. A comparison of rainfall-runoff modeling techniques on small upland catchments. *Water Resour. Res.*, 21(2), 229-248.
- LOUMAGNE C., CHKIR N., NORMAND M., OTTLÉ C., VIDAL-MADJAR, D., 1996. Introduction of the soil/vegetation/atmosphere continuum in a conceptual rainfall/runoff model. *Hydrol. Sci.*, 41(6), 889-902.
- MANDELBROT B., 1989. Les Objets Fractals, 3^e édition. Flammarion, Paris, 268 p.
- MEYER DE STADELHOFEN C., 1991. Application de la Géophysique aux Recherches d'Eau. Lavoisier, Paris, 183 p.
- MILLER E.E., 1980. Similitude and scaling of soil-water phenomena. In : D. Hillel [Ed.] « *Applications of Soil Physics* », Academic Press, 300-318.
- MOORE I.D., GRAYSON R.B., LADSON A.R., 1991. Digital terrain modelling : a review of hydrological, geomorphological and biological applications. *Hydrol. Process.*, 5(1), 3-30.
- MOREL-SEYTOUX H.J. [Ed.], 1989. Unsaturated Flow in Hydrologic Modeling – Theory and Practice. NATO ASI Series C, Vol. 275, Kluwer Academic Publ., 531 p.
- MORIN G., FORTIN J.P., LARDEAU J.P., SOCHANSKA W., PAQUETTE S., 1981. Modèle CEQUEAU : Manuel d'Utilisation. INRS-Eau, Ste-Foy, Québec, *Rapport scientifique n° 93*, 449 p.
- MORRIS E.M., 1991. Physics-based models of snow. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 85-112.
- MOSÉ R., SIEGEL P., ACKERER P., CHAVENT G., 1994. Application of the mixed hybrid finite element approximation in a groundwater flow model : luxury or necessity ? *Water Resour. Res.*, 30(11), 3001-3012.
- NASH J.E., SUTCLIFFE J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models, I. A discussion of principles. *J. Hydrol.*, 10, 282-290.
- NIELSEN D.R., BIGGAR J.W., ERB K.T., 1973. Spatial variability of field measured soil-water properties. *Hilgardia*, 42, 215-259.
- NOILHAN J., PLANTON S., 1989. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Mon. Weather Rev.*, 17(3), 536-549.
- O'CONNELL P.E., 1991. A historical perspective. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 3-30.
- O'LOUGHLIN E.M., 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resour. Res.*, 22, 794-804.
- OTTLÉ C., VIDAL-MADJAR D., 1994. Assimilation of soil moisture inferred from infrared remote sensing in a hydrological model over the HAPEX-MOBILHY region. *J. Hydrol.*, 158, 241-264.
- PARLANGE J.Y., STEENHUIS T.S., HAVERKAMP R., BARRY D.A., CULLIGAN P.J., HOGARTH W.L., PARLANGE M.B., ROSS P., 1999. Soil properties and water movement. In « *Vadose Zone Hydrology, Cutting across Disciplines* », M.B. Parlange, J.W. Hopmans [Ed.], Oxford Univ. Press (à paraître)
- PERRIER A., TUZET A., 1991. Land surface processes : description, theoretical approaches, and physical laws underlying their measurements. In « *Land Surface Evaporation – Measurement and Parameterization* », T.J. Schmugge, J.C. André [Ed.], Springer-Verlag, 145-155.

- QUINN P., BEVEN K.J., CHEVALLIER P., PLANCHON O., 1991. The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models. *Hydrol. Process.*, 5(1), 59-79.
- REMSON I., HORNBERGER G.M., MOLZ F.J., 1971. Numerical Methods in Subsurface Hydrology. Wiley-Interscience Publ., 389 p.
- RENARD P., DE MARSILY G., 1997. Calculating equivalent permeability: a review. *Adv. Water Resour.*, 20(5/6), 253-278.
- RIEU M., SPOSITO G., 1991. Fractal fragmentation, soil porosity and soil water properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 55(5), 1231-1244.
- RINALDO A., RODRIGUEZ-ITURBE I., 1996. Geomorphological theory of the hydrological response. *Hydrol. Process.*, 10(6), 803-829.
- ROCHE M., 1971. Les divers types de modèles déterministes. *La Houille Blanche*, 2, 111-129.
- RODRIGUEZ-ITURBE I., VALDÈS J.B., 1979. The geomorphologic structure of hydrologic response. *Water Resour. Res.*, 15(6), 1409-1420.
- SAULNIER G.M., OBLED C., BEVEN K., 1997. Analytical compensation between DTM grid resolution and effective values of saturated hydraulic conductivity within the TOPMODEL framework. *Hydrol. Process.*, 11(9), 1331-1346.
- SCHMUGGE T.J., ANDRÉ J.C. [Ed.], 1991. Land Surface Evaporation – Measurement and Parameterization. Springer Verlag, 424 p.
- SCHMUGGE T.J., BECKER F., 1991. Remote sensing observations for the monitoring of land-surface fluxes and water budgets. In « *Land Surface Evaporation – Measurement and Parameterization* », T.J. Schmugge, J.C. André [Ed.], Springer-Verlag, 337-347.
- SEVRUK B. [Ed.], 1989. Precipitation Measurement. Proc. WMO/IAHS/ETH Workshop, St. Moritz (CH), 3-7/12/1989. ETH, Zürich (CH), 584 p.
- SHARMA M.L., LUXMOORE R., DE ANGELIS R., WARD R.C., YEH G.T., 1987. Subsurface water flow simulated for hillslopes with spatially dependent soil hydraulic characteristics. *Water Resour. Res.*, 23(8), 1523-1530.
- SHF [Ed.], 1971. Les Modèles Hydrologiques en Hydrologie de Surface. *La Houille Blanche*, 2/3, 184 p.
- SINGH V.P. [Ed.], 1995. Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resource Publications, Colorado, 1130 p.
- SIVAPALAN M., KALMA J.D., [Ed.], 1995. Scale Issues in Hydrological Modelling. *Hydrol. Process. (Special Issue)*, 9(3/4-5/6), 237-482.
- SMITH R.E., HEBBERT R.H.B., 1983. Mathematical simulation of interdependent surface and subsurface hydrologic processes. *Water Resour. Res.*, 19, 987-1001.
- SOROOSHIAN S., 1991. Parameter estimation, model identification and model validation: conceptual-type models. In « *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems* », D.S. Bowles et P.E. O'Connell [Ed.], NATO ASI Series C, Vol. 345, Kluwer Academic Publ., 443-467.
- SOROOSHIAN S., GUPTA V.K., 1995. Model calibration. In « *Computer Models of Watershed Hydrology* », V.P. Singh [Ed.], Water Resource Publications, Colorado, 23-68.
- STAUFFER F., DRACOS T., 1986. Experimental and numerical study of water and solute infiltration in layered porous media. *J. Hydrol.*, 84, 9-34.
- TESSIER Y., LOVEJOY S., HUBERT P., SCHERTZER D., PECKNOLD S., 1996. Multifractal analysis and modelling for rainfall and rivers flows: scaling of causal transfer functions. *J. Geophys. Res.*, 101(21D), 427-440.
- TROENDLE C.A., 1985. Variable source area models. In « *Hydrological Forecasting* », M.G. Anderson, T.P. Burt [Ed.], Wiley-Interscience Publ., 347-403.
- TYLER S.W., WHEATCRAFT S.W., 1990. Fractal processes in soil water retention. *Water Resour. Res.*, 26(5), 1047-1054.
- VACHAUD G., VAUCLIN M., ADDISCOTT T.M., 1993. Solute transport in the vadose zone: a review of models. In « *Technologies for Environmental Cleanup: Soil and Groundwater* », A. Avogadro, R.C. Ragaini [Ed.], ECSC-EEC-EAEC, Bruxelles-Luxembourg, 157-185.
- VAN DEN GRIEND A.A., ENGMAN E.T., 1985. Partial area hydrology and remote sensing. *J. Hydrol.*, 81, 211-251.

- VAN GENUCHTEN M.T., LEIJ F.J., LUND L.J. [Ed.], 1992. Indirect Methods for Estimating the Hydraulic Properties of Unsaturated Soils. USDA-Univ. of California, Riverside (USA), 718 p.
- VAUCLIN M., 1983. Variabilité spatiale des processus de transfert dans les sols. *Les Colloques de l'INRA* 15, 9-43.
- VAUCLIN M., 1994. Modélisation du transport de solutés dans la zone non saturée du sol. *Rev. Sci. Eau*, 7, 81-102.
- VAUCLIN M., HAVERKAMP R., VACHAUD G., 1979a. Résolution Numérique d'une Équation de Diffusion Non-linéaire. Presses Universitaires, Grenoble, 183 p.
- VAUCLIN M., IMBERNON J., VACHAUD G., DANCETTE C., 1983. Description expérimentale et modélisation stochastique des transferts par la mise à l'échelle des propriétés hydrodynamiques des sols. In : « *L'Emploi des Techniques Isotopiques et des Rayonnements dans les Études sur la Physique des Sols et l'Irrigation* », IAEA-SM267/25, Vienne, 103-124.
- VAUCLIN M., KHANJI D., VACHAUD G., 1979b. Experimental and numerical study of a transient two-dimensional unsaturated-saturated water table recharge problem. *Water Resour. Res.*, 15, 1089-1101.
- VIVILLE D., AMBROISE B., KOROSÉC B., 1986. Variabilité spatiale des propriétés texturales et hydrodynamiques des sols dans le bassin versant du Ringelbach (Vosges, France). In « *Erosion Budgets and their Hydrologic Basis* », Vogt H., Slaymaker O. [Ed.], Z. Geomorph. N.F., Suppl.-Bd 60, 21-40.
- VOLTZ M., LAGACHERIE P., LOUCHART X., 1997. Predicting soil properties over a region using sample information from a mapped reference area. *Eur. J. Soil Sci.*, 48, 19-30.
- WALTER E., PRONZATO L., 1997. Identification of Parametric Models from Experimental Data. Springer-Verlag, London, 413 p.
- WARRICK A.W., MULLEN G.J., NIELSEN D.R., 1977. Predictions of the soil water flux based upon field-measured soil-water properties. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41, 14-19.
- WMO, 1975. Intercomparison of Conceptual Models Used in Operational Hydrological Forecasting. *Operational Hydrology Report n° 7*, WMO-N° 429, Genève (CH), 172 p.
- WMO, 1986. Intercomparison of Models of Snowmelt Runoff. *Operational Hydrology Report n° 23*, WMO-No 646, Genève (CH), 36 p. + ann.
- WOOD E.F., SIVAPALAN M., BEVEN K., 1990. Similarity and scale in catchment storm response. *Rev. Geophys.*, 28(1), 1-18.
- YEVJEVICH V., 1968. Misconceptions in hydrology and their consequences. *Water Resour. Res.*, 4(2), 225-232.
- ZIENKIEWICZ O.C., 1977. La méthode des éléments finis. Ediscience, Paris, 533 p.