Rapport général Question I « Phénomènes hydrauliques »

Quoi de neuf depuis Noé ?

C. Thirriot

Professeur à Institut National Polytechnique de Toulouse.
Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse.
Laboratoire associé au CNRS 005

En l'an six cent de la vie de Noé, le second mois, le dix septième jour du mois, ce jour là jaillirent toutes les sources du grand abîme et les écluses s'ouvrirent. La pluie tomba sur la terre pendant quarante jours et quarante nuits. Il y eut le déluge pendant quarante jours sur la terre, les eaux grossirent et soulevèrent l'arche qui fut élevée au dessus de la terre, les eaux montèrent et grossirent beaucoup sur la terre et l'arche s'en alla à la surface des eaux. La crue des eaux sur la terre dura cent cinquante jours.

La Genèse

1. Introduction

Avec les événements récents de Nîmes, de Vaison la Romaine, de l'Aude, du petit Rhône et du Mississippi, on peut se demander si la connaissance scientifique insuffisante sur les crues est la cause des énormes dommages causés aux populations riveraines pérennes ou migrantes (les campeurs) ou bien s'il s'agit d'autres choses.

Noé en savait-il assez sur les crues ? Vous me direz qu'il y avait un système de téléinformation qui fait envie aux prévisionnistes d'aujourd'hui puisqu'il avait Dieu en direct sur l'antenne météo.

Noé était d'abord un bon charpentier. Cette réputation, il se l'est taillée à coups de hache.

Une image me revient happée à l'été torride 1991 depuis un autobus filant sur une route d'Anjou parallèle à la Loire. Le fleuve est loin, là bas derrière les peupliers, peut-être à deux kilomètres. Et dans cette plaine à la douceur angevine, un tertre d'une soixantaine de mètres de long et d'un peu plus d'un mètre de haut. Sur le tertre une longue maison de ferme avec un grenier ouvert (*fig. 1*). Et sur le côté, toujours sur le tertre dans l'alignement de la maison, rafraîchissant dans cet été torride, un boqueteau. Et insolite surprenant mais clé de l'explication du paysage endormi sous le soleil, une barque attachée à un arbre par une chaîne qui rouille. En un clin d'oeil, en quelques secondes parce que l'autobus file bon train, j'ai enfin compris l'hydrologie des crues.

Prévision, prévention, prudence ne seraient-elles pas la clé de l'hydrologie de toujours ? La crue, la vraie, la monstrueuse, c'est l'improbable c'est l'événement auquel

1. Maison à la barque.

on ne croit pas ou auquel on ne croit plus. Et pourtant elle existe ! mais elle revient à l'improviste, déconcertante, chaque fois nouvelle et pourtant immuable, objet de fascination pour le scientifique, à la fois d'intérêt méditatif et de crainte révérencieuse.

Ces journées de la SHF sont une fois de plus l'occasion de l'échange des observations, des explications et certainement des interrogations, voire des doutes. Et à partir d'une longue liste de communications nous allons ensemble une fois de plus réfléchir à la formation des crues, à la synthèse statistique des observations, à la leçon de l'histoire hydrologique récente pour déboucher sur une réflexion devant les tentatives de représentations mathématique et informatique.

2. La genèse des crues

Il faut distinguer entre les crues naturelles dues aux précipitations et les crues accidentelles provoquées par la détérioration de réservoir ou du fait de glissement de terrain [ZEVALLOS I 33 D].

2.1. Les crues naturelles

Elles sont dues aux précipitations de manière immédiate lorsqu'il s'agit du ruissellement de la pluie ou de manière différée lorsque le volume d'eau est fourni par la fusion de la neige ou de la glace. Dans l'ensemble des communications examinées il n'est pratiquement pas question de la fonte des neiges sauf dans le rapport des auteurs lituaniens [DUMBRAUSKAS POVILAITIS et PUNYS I 25 D].

Le devenir de la pluie est complexe [THIRRIOT 1980] mais la façon la plus simple d'aborder la genèse de la pluie est de considérer le diagramme de Sankey habituel (fig. 2). Une partie *E* de la pluie *P* retourne à l'atmosphère vite, après rétention sur la végétation ou le sol, ou plus tardivement après infiltration dans la couche superficielle du sol, et ce, soit par dessèchement, soit par évapotranspiration.

2. Diagramme de Sankey.

Une autre partie *I* rejoint la nappe et pourra un jour contribuer au débit dans la rivière. Ce peut être même assez rapidement si le terrain est drainé [LORRE *et al.* (I 5 A) et DUMBRAUSKAS I 25 D]. Enfin la dernière partie *R* ruisselle et génère la crue.

Ce bilan n'est que banalité pour l'hydrologue mais il faut déjà attirer l'attention sur l'importance des échelles de temps et d'espace, d'ailleurs fortement liées.

2.1.1. Les échelles de la pluie

C'est toujours l'eau qui tombe mais il y a une grande différence entre la trombe d'eau cévenole qui peut entraîner jusqu'à une précipitation de plus de 140 mm en une heure à Deaux Ales le 22 septembre 1992 ou de 250 mm aussi en une heure le 25 septembre 1962 en Catalogne avec une intensité extrême de 6 mm/min et la pluie monotone et obstinée qui pendant plus de trois semaines arrosa le bassin parisien.

Monsieur de BEAUREGARD, membre du bureau du Comité Technique de la SHF rapportait récemment les constatations de M. PARDE concernant les conséquences sur les débits de ces types de pluies fortement contrastées.

Dans le Gardon à Ners, à l'aval d'un bassin de 1 080 km², le 30 septembre il passe un débit d'environ 5 000 m³/s, soit grosso modo 4,6 m³/s km². Et c'est un événement d'assez haute fréquence.

Dans la Seine à Paris, à l'aval d'un bassin de 44 000 km², la pointe de la crue mémorable de 1910 est

le 30 janvier de 2 400 m³/s soit environ 54 l/s km², soit 800 fois moins que sur le Gardon à Ners. Et c'est un événement rare.

La communication de Mc LLASAT et P. PUIGCERVER (I 1 A) ainsi que celle de M. DESBORDES et J.M. MASSON (I 2 A) traitent plutôt des épisodes pluvieux fort violents et concentrés caractéristiques du climat du pourtour de la Méditerranée auquel s'intéresse aussi L. LANZA et F. SICCARDI (I 3 A) qui parlent de l'expérience coopérative européenne STORM (Storm Tracking and Observations for Rainfall Monitoring - suivi des orages et surveillance des précipitations) ayant pour but une meilleure prévision des crues dans la région méditerranéenne. MM. LANZA et SICCARDI montrent les avantages de combiner les différents moyens modernes d'observation des phénomènes pluvieux :

- l'observation par satellite avec Météosat géostationnaire toutes les 30 minutes sur des éléments de 7 × 5 km² par analyse de la température de la partie supérieure des nuages qui permet l'anticipation sur la pluie. Ce procédé n'est pas cher car le satellite remplit de multiples tâches ;

- l'analyse microphysique interne des nuages par capteurs onde courte par défilement une à deux fois par jour sur des éléments de 15 × 15 km² mais la relation est encore douteuse avec la pluie au sol et le procédé semble exiger beaucoup de temps pour l'exploitation ;

- les radars qui permettent toutes les 15 minutes sur des éléments de 1 × 1 km² d'avoir une bonne estimation de la pluie mais qui est plutôt indiquée sous forme probabiliste de la pluie probable ;

- le réseau de pluviographes télétransmis enfin, certes plus précis pour l'instant mais qui ne permet pas l'anticipation.

Toujours dans la région Méditerranéenne, Mc LLASAT et J. BARRANTES propose une typologie des averses génératrices de crues dans le nord-est de l'Espagne ; typologie dans laquelle ils distinguent la taille des perturbations essentiellement convectives, et les étapes de vie comme indiqué dans le tableau ci-dessous qui ne prétend pas rassembler toute la richesse d'information de la communication I 1 A.

Les auteurs espagnols font aussi une étude statistique des pluies extrêmes (dont on reparlera peut-être plus loin)

		Orage unicellulaire < 10 km	Orage multicellulaire 30 à 50 km	Orage supercellulaire
3 phases	Développement	V = 10 m/s	Cellule n	provient d'un orage multicellulaire V = 10 m/s
	Maturité	15 à 30 mn	Cellule n-1	étendu et complexe
	Dissipation	20 mn	Cellule n-2, écart entre cellules 15 mn, durée d'une cellule 45 mn	

en considérant sur la période 1951-1990 les épisodes de précipitation supérieure soit à 100 mm/jour soit à 200 mm/jour surtout observés pendant les mois de septembre et d'octobre sur le littoral.

Les records enregistrés sont époustouffants :

6 mm/mn 25 septembre 1962

250 mm/h 25 septembre 1962

430 mm/jour 13 octobre 1986

556 mm en 2 jours 6 et 7 novembre 1982

Mais le record, toutes communications, c'est la Corse qui l'affiche dans la quasi-actualité avec 794 mm en un jour au pluviographe de Bavella comme l'indiquent M.D. LOYE-PILOT et C. PASQUIER (I 22 C).

Cependant, le record historique que j'ai pu recenser, c'est G. LALANNE-BERDOUTICQ qui nous le rappelle : c'est l'Aiguat du 17 octobre 1940 à Saint-Laurent de Cerdan dans les Pyrénées Orientales : un nombre rond 1 000 mm en un jour. France, pays de mousson comme aurait dit un Coluche clérical.

Ces deux événements terrifiants corse et roussillonnais sont aussi mentionnés quantitativement pour des durées différentes dans le rapport I 2 A.

La communication de MM. DESBORDES et MASSON est un exemple agréable de concision et de pédagogie de l'information. Il y est question d'événements extrêmes aussi bien pour les débits que les pluies. La longue expérience concrète des auteurs apparaît bien dans une de leurs remarques que je ne peux me retenir de citer avec plaisir « Traiter de la pluie et de ses conséquences uniquement derrière un écran d'ordinateur ne nous semble pas pour l'instant très raisonnable ».

2.1.2. Dilemme : infiltration ou ruissellement

Laissons de côté la partie de la pluie interceptée par la végétation ou les rugosités superficielles et penchons-nous sur le partage infiltration-ruissellement. C'est maintenant une évidence, la première tentation de la pluie c'est de s'infiltrer. Quelles que soient les circonstances de pente du sol et de couverture ! Il y a une quinzaine d'années, pour en avoir le cœur net, j'avais provoqué une pluie artificielle sur un tapis d'éponges de ménage en pente réglable. Quelle que fut la pente, l'eau était bue par le tapis absorbant jusqu'à ce que celui-ci soit saturé. La pente donc n'intervient que pour régler la vitesse du ruissellement lorsque celui-ci est déclenché par refus d'absorption du sol.

Ce refus peut avoir deux raisons :

- la saturation du milieu poreux que constitue le sol : un réservoir plein encore approvisionné, déborde ;
- la limitation de la vitesse d'infiltration à la surface du sol. Si l'intensité de la pluie est supérieure à la capacité instantanée d'absorption du sol il y a ruissellement.

La première contrainte concerne le *volume* de stockage, la seconde l'*intensité* de l'infiltration. Au cours de notre réflexion, nous allons retrouver constamment cette dualité intensité-volume dont l'articulation est la *durée* ou échelle de temps. C'est par exemple le cas dans la description des averses comme dans celui du laminage des débits de pointe.

Le volume que peut accumuler le milieu poreux dépend évidemment de la porosité mais plus encore de l'humidité initiale liée à l'histoire hydrologique récente. D'où la grande importance donnée par différents auteurs à

l'évaluation d'un indice d'humidité ou état de remplissage des pores (SMI chez DUMBRAUSKAS *et al.* (I 25 D),...).

Il est plus simple de parler de cet indice d'humidité que de l'évaluer. Bien sûr, on peut envisager de placer des capteurs de mesure de l'humidité mais ils sont ponctuels. Et comment affirmer que l'auscultation à l'échelle d'une surface de quelques centimètres carrés sera significative de l'état de vacuité ou d'engorgement d'un bassin versant ?

La vitesse d'infiltration paraîtrait a priori plus simple à estimer. Ce serait la perméabilité globale ou conductivité hydraulique du terrain superficiel. De l'ordre du cm/s pour du sable grossier, cette perméabilité peut tomber au mm/jour pour du terrain argileux compacté (par exemple du fait de la battance des gouttes de pluie). La plage de variation est donc énorme ; des terrains peuvent absorber l'intensité de fortes averses, d'autres refuser le crachin. Pour permettre une meilleure compréhension rappelons que lorsque l'intensité de la pluie excède la possibilité de la vitesse d'infiltration, l'on parle de mécanisme hortonien (d'après les travaux de HORTON, [GRESILLON (I 7 A)]).

Mais ce n'est pas tout, la vitesse d'infiltration va évoluer dans le temps à cause des effets capillaires. A cause d'eux, en début de précipitation, la couche superficielle de sol par succion va aspirer goulûment les gouttes d'eau qui s'écrasent — un peu à la manière du café qui remonte dans le morceau de sucre présenté juste au contact de la surface liquide. Cette aspiration capillaire peut démultiplier provisoirement la perméabilité apparente du terrain par l'augmentation terrible du gradient de charge hydraulique par rapport au gradient unitaire dû à la gravité.

Pour fixer les idées quantitativement, choisissons d'estimer la succion à l'aide de la formule de JURIN donnant l'ascension capillaire dans un tube $h_c = \frac{30}{d_{mm}}$ pour l'eau et

le sable (analogue au verre). Pour un chapelet de pores en cascade de dimension moyenne de 10 microns, on arrive ainsi à un saut de « charge hydraulique » de 3 m. Une telle aspiration s'applique en principe dès que la goutte d'eau obstrue les pores en surface du sol. Il se crée ainsi, toujours en principe, un gradient de charge hydraulique quasi infini. D'où la raison de l'aspiration rapide. Mais si l'on est plus prudent, on peut considérer ce qui se passe lorsque les gouttes d'eau qui percolent ont créé une zone d'humectation d'un centimètre de profondeur. Alors le gradient hydraulique créé par les forces capillaires est de 300 ! C'est-à-dire que l'eau avancerait dans les pores à une vitesse 300 fois plus grande qu'en régime de croisière sous l'effet de la seule gravité. On pressent ainsi toute l'importance de l'hydrodynamique des milieux non saturés. Il faudrait pour être juste et prudent y ajouter les effets insolites de la mouillabilité. George VACHAUD citait en guise l'humour, le cas de ces pots de fleurs abandonnés en période estivale et qui refusaient, eux, d'aspirer l'eau salvatrice épandue à la surface desséchée.

Pourquoi ? c'est la modification de la mouillabilité, de l'état de surface : des molécules d'air *adsorbées* à la surface des grains de terre ne veulent pas céder leur place à l'eau qui ne peut plus alors faire jouer son affinité pour la paroi solide, c'est-à-dire sa mouillabilité préférentielle. Bien sûr, il y a loin de la physique des surfaces de pores au rugissement des gardons en furie. Mais par cette description — encore superficielle — on sent toute l'importance et la complexité des phénomènes d'infiltration.

Ceux-ci vont d'ailleurs encore se compliquer quand on va considérer l'évolution dans l'espace. En effet, considé-

rons un flanc idéalisé de bassin versant comme le montre la figure 3. Au sommet du versant tout se passe bien, l'humidité initiale du milieu poreux laisse de la place pour les gouttes de pluie qui s'écrasent en surface. La couche poreuse et perméable a une épaisseur d'une vingtaine de centimètres — ce qui avec une porosité de l'ordre de 35 % et une teneur en eau initiale de l'ordre de 15 %, ménage sur la hauteur de la couche la possibilité d'accumuler une hauteur totale de précipitation de 40 mm environ. Ce n'est pas une pluie énorme mais si on multipliait la hauteur de la couche perméable par trois, on arriverait à 120 mm.

3. Flanc idéalisé d'un bassin versant.

Notons au passage que J.M. DUJARDIN (18 A) observe qu'une première pluie de 50 mm le 21 septembre 1992 a saturé les sols du bassin de l'Ardèche permettant aux précipitations du jour suivant d'engendrer une crue exceptionnelle.

Donc, supposons qu'il n'y ait pas de problème de stockage de la pluie qui arrive. Mais cette eau infiltrée verticalement va constituer au dessus du fond supposé imperméable, comme une minuscule nappe phréatique qui va s'écouler dans le sens de la plus grande pente du versant. S'il s'agit d'un flanc de montagne à pente rapide (de 50 % à 100 %) l'écoulement latéral va être rapide aussi. Mais si la pente est faible, la vitesse moyenne des molécules d'eau va bien faiblir par rapport à la percolation verticale antérieure. De plus, la nappe est continuellement alimentée depuis la surface du sol dans le sens descendant de son écoulement, l'épaisseur de la nappe ou l'épaisseur de l'écoulement phréatique va donc croissant en descendant la pente et il va arriver un moment où le sommet de la nappe va atteindre la surface du sol et à l'aval de ce point, il y aura saturation de la couche poreuse perméable et donc toute l'eau de pluie arrivant à la surface du sol sera condamnée à ruisseler immédiatement. Même avec cette schématisation simpliste d'un versant parfaitement plan, on voit que si la pente n'est pas trop forte, la submersion de la surface des sols va se faire à partir de l'aval et remonter progressivement si la précipitation s'établit durablement. Mais le phénomène va être encore diversifié

lorsque la pente varie. C'est ce que décrit très bien C. COSANDEY (15 A) avec l'agrément de quelques jolis croquis bien expressifs. L'auteur montre que la saturation apparaît sur la pente douce voisine de la crête pour disparaître plus bas lorsque le versant devient plus rapide pour enfin réapparaître de manière définitive en contrebas, en fond de vallée où la pente s'éteint progressivement. C. COSANDEY note même que la saturation peut progresser vers l'aval à partir du changement de pente. Ceci doit être dû vraisemblablement à la variation progressive de pente. Et l'on pourrait même penser que sur une certaine distance, augmentation de débit de la « nappe » et augmentation de pente s'équilibrent comme on le discutera plus tard à propos des modèles.

Il va de soi que l'hétérogénéité géologique et pédologique va jouer un rôle important dans ces avatars entre infiltration et ruissellement. Nature du terrain poreux, variation de la perméabilité, variation de la profondeur de la couche perméable superficielle, autant de caractéristiques qui évoluent dans l'espace et rendent donc difficile pour ne pas dire illusoire la prévision du comportement suivant le type de la précipitation sans une étude précise et détaillée du bassin versant, ce qui a été fait de manière approfondie sur les bassins versants dits expérimentaux tel celui du Réal Collobrier (J.M. GRESILLON 17 A).

Comme l'explique J.V. AVIAS dans sa communication (14 A) les facteurs géologiques sont primordiaux pour expliquer les records de crues cévenoles aussi bien par l'influence des reliefs sur le déclenchement des précipitations que par l'imperméabilité des surfaces de ruissellement et la force des pentes.

Ce ruissellement est assez peu décrit dans son aspect physique dans les communications dont nous disposons sauf dans le deuxième rapport de J.M. GRESILLON *et al.* (17 D) dont il faudrait parler plus en détail à propos de la détermination de la fonction de transfert d'un bassin versant. Dans ce rapport 17 D, les auteurs relatent des expériences réalisées sur le bassin expérimental du Réal Collobrier à l'aide d'un simulateur de pluie de conception proche de celui de l'ORSTOM.

Un gicleur envoie d'une hauteur de 3,5 m une pluie d'intensité contrôlée dont la partie tombant sur une minuscule parcelle d'un mètre carré délimitée par un cadre métallique débouchant à l'aval sur une goulotte qui recueille les eaux de ruissellement. La vitesse de ruissellement est appréciée par traçage de couleur. On a une idée des résultats obtenus en quatre points du bassin versant par le tableau 1 emprunté aux auteurs.

Rien n'est dit explicitement sur la nature de la rugosité du sol, qui n'est probablement pas nu. Les vitesses extrêmes observées par traçage au colorant vont de 1 mm/s à 2 cm/s. Des valeurs mesurées du débit et de la vitesse moyenne, les auteurs déduisent une hauteur de lame d'eau fictive et un coefficient de Strickler équivalent qui grosso modo varie de 0,1 MKSA à 10 MKSA. C'est évidemment une gageure de parler de coefficient de rugosité et de tirant d'eau comme pour les écoulements en canal ou rivière. Il y a un glissement conceptuel commode pour la modélisation mais qui doit être regardé avec précaution. L'intérêt, à notre avis, réside surtout dans l'observation au champ. On imagine de nombreux filets d'eau qui se faufilent entre les bosses et aspérités du terrain, se rejoignent, se divisent. On serait tenté par une analogie avec la complexité de l'écoulement à l'échelle du pore en milieu poreux. Le changement d'échelle de l'aspérité à la mi-

Tableau 1 (d'après J.M. Grésillen).

Parcelle	Pente	Débits (Val. extr.) mm/h	Vitesses (val. extr.) mètres/heures	Profondeurs (val. extr.) mm	Coefficient de Strickler (m 1/3 . s-1)
A	0,309	5-33,6	24-55,5	0,2-1,4	1-9,4
B	0,314	13,2-40,5	12,5-38,9	0,8-2,3	0,9-1,5
C	0,115	23,8-79,4	16,6-32,1	0,8-3,2	0,7-5,2
D	0,101	16-103	3-22,4	2,5-5,8	0,1-0,9

croparcelle de 1 m² est fait ici hardiment avec l'introduction d'un coefficient de Strickler. Pourquoi pas à condition de ne pas oublier qu'il s'agit seulement d'une image comode pour passer d'un réseau discret de filets à un concept de lame d'eau fictive ?

Pour élargir mes connaissances sur cette question délicate du ruissellement naissant, j'ai eu la chance de lire la thèse toute récente d'un chercheur belge de l'Université de Liège, Michel PIROTON qui entre autres sujets, s'est intéressé aussi à la modélisation du ruissellement en surface du sol. Cet auteur dans une synthèse bibliographique à la richesse surprenante rapporte des expériences réalisées de par le monde, en laboratoire ou dans la nature. Par exemple les résultats expérimentaux de MORGALI font apparaître un comportement laminaire sur l'asphalte et turbulent sur le gazon. Dans la figure 4 nous importons les résultats de MORGALI présentés dans la thèse de M. PIROTON.

On est agréablement surpris par la bonne organisation des points vu la complexité des situations d'écoulement. Si on se remémore que le débit et par conséquent la vitesse et le nombre de Reynolds croissent de l'amont à l'aval d'un versant et varient aussi dans le temps avec la pluie, on voit que l'on va avoir constamment dans l'espace et le temps mutation du régime de laminaire à turbulent et vice versa.

Dans la thèse de M. PIROTON sont aussi signalés d'autres travaux de recherche tels ceux de YU *et al.* (1964), FOSTER *et al.* (1968), WOOLHIZER *et al.* (1967), IZZARD (1942), SMITH *et al.* (1971), SINGH (1975).

Pour une précipitation qui dure assez longtemps on a tenté de regrouper les observations jusqu'à la stabilisation du débit en une abscisse sur le versant en un graphe adimensionnel. Continuant à piller PIROTON, nous présentons sur les figures 5 et 6 des graphes de synthèse qui font apparaître une forme en S. La grandeur réduite q_* est évidente : c'est le rapport du débit instantané à la valeur asymptotique à l'équilibre lorsque la précipitation dure assez. La définition du temps réduit est plus délicate vu l'imprécision sur la détermination du temps d'équilibre, IZZARD a proposé de la définir comme « le double du temps nécessaire au débit pour parvenir à 55 % de sa valeur d'équilibre » (comme le rapporte WOOLHIZER).

Puisqu'on est à tisonner les cendres des expériences passées, je voudrais rappeler les recherches menées à l'IMFT sous l'instigation de M. FABRET dans les années 70 sur le ruissellement sur versant lisse mais incliné. La « parcelle » inclinée d'une dizaine de mètres carrés était constituée de plaques de matière plastique ajustées.

4. Evolution du facteur de frottement F_p en fonction du nombre de Reynolds pour 3 types de surface selon Morgali

n° 1 = asphalt
n° 165 = ardoises broyées
n° 303-304 = gazon.

Source : M. Piroton.

Comme se posait la question de l'arrosage uniforme de la parcelle, je proposais de faire venir la pluie du sol. Ainsi des centaines de petits trous ont été percés, leurs débits réglés pour représenter de manière discrète (mais qui donne l'illusion du continu comme l'image de télévision) des précipitations bien contrôlées. Les essais ont été réalisés sous la supervision de L. CASTEY alors Directeur du Laboratoire.

5a. Résultats expérimentaux d'hydrogrammes adimensionnels laminaires pour des écoulements sur du bitume.

5b. Résultats expérimentaux d'hydrogrammes adimensionnels turbulents pour des écoulements sur du gazon.

Source : M. Pirotton.

6. Hydrogramme adimensionnel de récession sur pente gazonnée d'après Morgali.

Source : M. Pirotton.

Les résultats furent présentés à la session de la SHF de 1970 sur les crues et relatés dans la Houille Blanche

(FABRET 1971). Deux types d'excitation furent étudiées : l'effet d'une pluie d'intensité constante qui se prolonge indéfiniment et l'effet d'un créneau de pluie. Déjà à cette époque ces résultats expérimentaux montrèrent de manière indubitable le comportement non linéaire du versant où l'écoulement a été surtout laminaire.

Pour une pluie appliquée brusquement et maintenue ensuite, les auteurs distinguèrent dans la courbe en S de montée du débit au bas du versant, quatre zones (fig. 7) :

7. Courbe de montée du débit au bas du versant quatre zones.

- un délai θ_0 pendant lequel le débit demeure pratiquement nul à l'exutoire ;
- une zone d'augmentation de débit où le graphe $Q(t)$ est à concavité vers le haut jusqu'à un instant θ_1 ;
- puis une deuxième zone de θ_1 à θ_2 de pente constante $dQ/dt = \rho$;
- ensuite une zone à concavité vers le bas se raccordant tangentiellement à la valeur asymptotique du débit Q_e .

Le résultat qui nous paraît le plus intéressant est le rapport des pentes de la partie linéaire qui définit aussi grosso modo la déformation par affinité de l'hydrogramme à l'exutoire. Si l'on prend pour base l'hydrogramme correspondant à une intensité de 120 mm/h, le coefficient d'affinité varie comme indiqué dans le tableau 2.

Intensité de pluie mm/h	120	250	380	460
Coefficient de pente	1	0,73	0,55	0,52

Ces résultats de l'IMFT, certes un peu désuets, prouvent nettement le caractère non linéaire de la fonction de transfert du ruissellement.

Il reste encore à parler d'une singularité troublante qui apparaît lorsque la pluie cesse : le débit augmente brusquement et très temporairement quand la pluie s'arrête. Le fait signalé par YU *et al.* est rapporté par M. PIROTON à qui nous empruntons encore la figure 8. Il serait intéressant

8. Hydrogramme de ruissellement sur une pente de 0,5 % soumise à une pluie de 6.10^{-6} m/s selon Yu *et al.*
Source : M. Pirotton.

de savoir si cette pointe fugace de débit a été sensible dans les expériences relatées par J.M. GRÉSILLON *et al.* (I 27 D). L'explication résiderait dans la dissipation d'énergie provoquée par l'impact des gouttes de pluie sur la « lame » d'eau en ruissellement. YU et ses collègues ont même essayé de caractériser ces pointes de débit en fonction du nombre de Reynolds. Par approche statistique, BELL parle d'une augmentation d'environ 20 % du coefficient universel de frottement f à cause de l'énergie des gouttes de pluie. LI *et al.* (1975) vont même jusqu'à proposer une formule

$$f = \frac{K + K_D r^{0.4}}{Re}$$

où K est le coefficient en l'absence de pluie

K_D un coefficient tenant compte de la vitesse des gouttes à l'impact.

r n'est pas précisé par M. PIROTON. Peut-être s'agit-il de la dimension des gouttes ?

Mais cet effet insolite bien isolé en laboratoire doit être plus difficile à cerner sur les versants naturels. Il serait intéressant d'avoir l'avis de J.M. GRESILLON et de toutes les équipes qui ont travaillé sur le bassin versant du Real Collobrier.

Puisque nous en sommes à signaler les phénomènes singuliers, nous pouvons déjà parler ici de celui signalé par J.M. GRESILLON (I 27 D) : c'est l'effet de ralentissement de la fonction de transfert (pluie - débit à l'exutoire du bassin) lorsque l'intensité de la pluie augmente. Les auteurs tentent d'expliquer le paradoxe par l'augmentation de la zone saturée contributive aval. Essayons de présenter de manière schématique la pensée des auteurs à l'aide de la figure 9.

Pour une pluie P_1 modérée, la submersion se passe assez bas sur le versant à l'abscisse x_1 . Pour une pluie P_2 plus forte, l'incapacité du milieu poreux à laisser transiter le débit accumulé apparaît beaucoup plus tôt. On serait même tenté d'écrire que $P_1 x_1 \approx P_2 x_2$. La longueur de concentration est $L - x_1$, dans le premier cas, $L - x_2$ bien plus grand

9. Ralentissement de la fonction de transfert quand l'intensité de la pluie augmente.

dans le second cas. Si l'on admet que les vitesses ou célérités de ruissellement n'augmentent pas trop avec le débit alors le temps de concentration t_2 sera supérieur au temps de concentration t_1 . Mais ceci, c'est faire allègrement l'économie des effets non linéaires sur la célérité du ruissellement. Continuons tout de même à travailler à la hache en admettant par exemple que la vitesse (et partant la célérité à un coefficient près) varie comme dans la formule de Gaukler-Manning Strickler $V \sim h^{2/3}$

avec h hauteur fictive de la nappe

Le débit par unité de largeur étant

$$q = P_i (x - x_i) = hV, \quad i = 1 \text{ ou } 2,$$

q varie comme $h^{5/3}$ donc V varie comme $q^{2/5}$

Finalement,

$$V \sim (P_i (x - x_i))^{2/5}$$

A l'extrémité aval

$$V_L \sim P_i^{2/5} (L - x_i)^{2/5}$$

soit

$$V_L \sim P_i^{2/5} \left(L - \frac{P_o X_o}{P_i} \right)^{2/5}$$

Dans la mesure où l'on accepte de jouer le jeu de cette schématisation grossière, il semblerait que la célérité augmente plus vite que $P_i^{2/5}$. Reste à voir l'incidence sur le temps de concentration

$$t_{c_i} \sim \int_{x_i}^L \frac{dx}{V_i}$$

$$t_{c_i} \sim \frac{1}{P_i^{2/5}} \int_{x_i}^L \frac{dx}{(x - x_i)^{2/5}}$$

$$t_{c_i} \sim \frac{5}{3 P_i^{2/5}} \left[(x - x_i)^{3/5} \right]_{x_i}^L$$

$$t_{c_i} \sim \frac{1}{P_i^{2/5}} (L - x_i)^{3/5} \sim \frac{1}{P_i^{2/5}} \left(L - \frac{P_o X_o}{P_i} \right)^{3/5}$$

Cette fois l'évolution n'est plus monotone

Un minimum apparaît pour $P_c = P_o \frac{X_o}{L}$

On pourrait donc avoir un ralentissement de la fonction de transfert si $P > P_c$. Bien sûr, cette élucubration naïve ne prouve pas grand chose. Il ne s'agit pas là de prétention à modèle mathématique mais simplement d'une preuve de bonne volonté amicale pour aller dans le sens de la sympathique équipe de Grenoble pour l'explication d'un paradoxe observé (dont l'avenir donnera peut-être d'autres raisons).

2.1.3. La rivière sans retour

Où en sommes nous maintenant ? On arrive au bord de la rivière. L'eau ruisselle (superficiellement) vers le cours d'eau à échelle de temps rapide. Elle sourd au fond du lit ou sur les berges à une échelle de temps qui peut être beaucoup plus longue et qui assurera une traîne à l'hydrogramme de débit (ou à la fonction de transfert) ou bien sera l'indice temporel du nouveau débit de base si cette échelle souterraine est le décuple ou le centuple de l'échelle superficielle.

Nous sommes conscients que le démarrage du ruissellement est régi par l'infiltration et l'emménagement souterrain. Mais géologie, topographie, couverture végétale et pratique aratoire font et défont les spécificités locales de chaque versant. On peut avoir des idées simples fondées sur la physique qui permettent parfois assez bien la compréhension des situations hydrologiques naturelles observées, on ne peut pas pour l'instant se targuer d'une théorie générale unitaire qui explique tout avec sûreté et précision.

Donc l'eau arrive à la rivière et constitue progressivement la crue, qui va se propager. L'hydraulicien devrait alors être plus à l'aise pour décrire le phénomène physique. Le passage d'une crue, c'est affaire de dissipation d'énergie et d'accumulation. D'où les paramètres essentiels caractéristiques de l'hydrogramme : le *débit maximal* et le *volume*.

2.1.4. Dissipation d'énergie

Déjà en écoulement supposé permanent, il est assez délicat d'apprécier précisément la transformation d'énergie mécanique en chaleur. D'une manière globale, les incertitudes sur les courbes de tarage ou barèmes donnent une idée des ambiguïtés. Mais alors que dire d'une rivière en crue qui bouillonne où les écoulements sont fortement tridimensionnels et changeants, où le fond du lit est temporairement approfondi et se remblaie à la décrue (on m'a cité jusqu'à 12 m pour l'oued Zis dans les gorges au Maroc, des creusements de plusieurs mètres sont fréquents sur les fleuves grecs ou italiens). Les lois de transports solides sont bien versatiles. Une rhéologie particulière est à l'étude pour le mouvement de fond des laves torrentielles (COUSOT 1994). La puissance du flot en courroux peut être monstrueuse. Les énormes blocs de rochers roulés sont déjà un indice probant. Mais à titre anecdotique, je citerai ma surprise d'avoir photographié en aval de Rennes les Bains en octobre 1992, à six ou sept mètres au dessus de l'écoulement redevenu tranquille de la Salz, une carcasse disloquée de 2 CV accrochée dans les arbres qui avaient eux résistés à la fureur du flot. On imagine avec stupeur la taille et la force des tourbillons qui ont ainsi défié la

gravité. Et cet effarement conduit bien vite à la modestie et à la prudence dans la tentation de modélisation.

2.1.5. Accumulation

Le stockage est omniprésent dans la propagation de la crue. D'abord dans le lit mineur bien vite rempli. Puis dans le lit majeur où l'eau court encore mais moins vite. Et enfin si la crue a été bien nourrie, stockage encore sur les zones voisines d'expansion souvent non désirée mais qui furent parfois au temps jadis des sites d'épanchement qui muselaient la crue dans sa course aval. Car l'inondation provoque à la fois un coup de frein à la propagation et permet ainsi une meilleure alerte et aussi dans une certaine mesure un laminage du débit maximal.

Les ramiers fréquemment inondés par la Garonne en aval de Toulouse protègent Agen contre les crues moyennes. Mais pour le Rhône la capacité d'emménagement entre les digues paraissait dérisoire devant le volume énorme transporté par les crues d'automne 1993 et la crue de janvier 1994 puisqu'une estimation grossière pour le parcours Lyon-Beaucaire fondé sur une surélévation moyenne de 8 mètres donnerait un stockage possible de l'ordre de 400 millions de m^3 pour des crues qui ont charrié quelques quatre milliards de m^3 .

2.2. Crues artificielles

La dégradation d'un ouvrage de retenue, voire sa rupture, peut provoquer des débits énormes à l'aval. La France, avec la rupture du barrage de Malpasset en 1959, a connu une épreuve terrible qui a déclenché de nombreuses études sur la propagation des crues artificielles.

Une autre circonstance génératrice de crue artificielle monstrueuse est le glissement de terrain. Rappelons d'abord la catastrophe du Vaiont en 1963 en Italie : un pan de montagne de fort volume a glissé dans le réservoir du Vaiont provoquant une onde énorme qui a submergé le barrage voûte en béton qui a parfaitement résisté au cataclysme. Mais cette onde dévalant dans le cours du Vaiont à l'aval du barrage a ruiné une grande partie de la ville de Longarone provoquant la mort de plus de 1 900 personnes.

Le glissement de terrain au sud de l'Equateur dont parle Monsieur ZEVALLOS (1 33 P) a fort heureusement eu des conséquences moins graves. Comme le rapporte l'auteur, le 29 mars 1993 un glissement de 20 millions de m^3 de pierres et de terre a barré le Rio Paute en créant brusquement une digue de 100 m de hauteur, 600 m de largeur et 1 100 m de longueur provoquant la formation progressive d'un lac qui atteindra un volume de 200 millions de m^3 par le remplissage. Celui-ci a été réalisé par l'apport du Rio Paute qui heureusement à cette époque n'avait qu'un débit moyen de 67 m^3/s alors que le module est de 100 m^3/s . L'accumulation derrière la digue accidentelle a provoqué le développement d'un lac de volume 200 Mm^3 et de longueur 9 km inondant une surface de 8 km^2 le 23 avril 1993 moins d'un mois après le glissement.

Devant cet événement impressionnant et l'imminence du danger qu'il créait, la détermination et l'efficacité des autorités et des ingénieurs hydrauliciens équatoriens ont été exemplaires. En effet comment se présentait la situation ? Si on laissait aller le cours naturel des choses, le Rio Paute allait remplir jusqu'à la crête de 100 m de haut de la digue accidentelle. Ensuite il y aurait eu submersion et

déversement d'abord avec le seul débit d'apport de la rivière. Mais le ravinement consécutif aurait provoqué l'érosion puis l'écroulement de la digue ce qui aurait libéré l'immense masse d'eau accumulée à l'arrière. Pour éviter ce déferlement apocalyptique, on a décidé de réduire l'accumulation en permettant à l'eau de s'échapper plus tôt de sa nasse et ceci en creusant un canal dans l'amoncellement créé par le glissement de terrain. En 13 jours avec 21 engins de terrassement, 165 000 m³ de terre et de pierres ont été enlevés abaissant ainsi pratiquement de 20 m la crête de déversement initial. Sans ce canal, le volume de la retenue aurait pu provoquer à l'érosion de la digue, un débit de l'ordre de 30 000 m³/s.

Lorsque l'eau a commencé à couler dans le canal pratiqué dans la digue, elle a par érosion rapidement approfondi et élargi la brèche provoquant tout de même un débit de pointe à la vidange de l'ordre de 10 000 m³/s entraînant des destructions jusqu'à 100 km à l'aval et environ 800 millions de francs de dégâts.

Tout est intéressant dans la communication de M. ZEVALLOS : d'abord le caractère exceptionnel de l'événement naturel, le glissement de terrain, ensuite la manière de réagir des autorités responsables qui en quelques jours ont fait réaliser plusieurs études d'anticipation et lancé le creusement du canal, enfin la qualité de l'exposé de l'auteur qui, sans ennui pour le lecteur, accumule en peu de pages des informations très variées, bien chiffrées et claires ainsi qu'une relation des événements à l'intérêt tout journalistique. Une communication à sélectionner si vous devez n'en lire que peu sur l'ensemble volumineux des actes des XXIII^e Journées.

3. Observations et incertitudes statistiques

Il n'y a réellement pas d'hydrologie sans observations de la nature. Et pour tout observateur un tant soit peu scientifique, cela aboutit à la mesure. En fait, que mesure t-on en période de crue ? Des hauteurs de précipitation dans des pluviomètres ou pluviographes. Des niveaux sur les rivières. Mais les ambitions sont grandes : on voudrait connaître les volumes d'eau tombés sur des bassins versants ou sous bassins, et encore plus exigeant les débits qui passent sous les ponts ou s'éparpillent dans les zones d'inondation. Et là, on rentre dans le pari hydrologique.

Souvent faute de mieux, on extrapole hardiment la courbe de tarage ou barème en boitant d'une part sur une anamorphose de la courbe naissante dans les débits moyens et d'autre part en faisant une confiance, les yeux fermés, mais pas tout à fait aveugle, à une relation vitesse-rayon hydraulique conséquence d'une formule éprouvée de dissipation d'énergie. Mais c'est alors, dans les claudications successives, un acte de foi dans l'unicité de la courbe de tarage, en niant la boucle d'hystérésis du graphe $Q(H)$ parce qu'on admet même pente de la ligne d'énergie à la crue et à la décrue alors qu'on sait pertinemment que la pente est plus forte à la crue qu'à la décrue (fig. 10).

Un orfèvre en potamologie G. LALANNE BERDOUICQ dans sa communication [I 9 A] fait une rétrospective critique de sa longue expérience des cours d'eau du Sud-Ouest. Au temps des sonars, lasers et images satellitaires, il réhabilite le suivi artisanal des flotteurs emportés par la crue et dont le déplacement peut donner une idée de la vitesse de surface qui évitera l'erreur de 1 à 3 pas du tout

10a. Boucle d'hystérésis du graphe $q(Z)$.

10b. Vitesse en fonction des débits à diverses stations.

improbable avec une formule extrapolée. Bien sûr dans la relation $Q = SV$, on cumule l'erreur relative sur la vitesse moyenne et l'erreur relative sur la section mouillée. Bien sûr la section transversale du lit d'une rivière évolue avec le temps mais pour les débits énormes, les retouches du fond (sauf s'il est franchement affouillable sur plusieurs mètres) ne remettent pas en cause l'évaluation approchée du débit. G. LALANNE-BERDOUICQ nous apprend avoir déterré des archives un relevé topographique de la section à la station de jaugeage du Mas d'Agenais réalisé en 1919. La comparaison avec un relevé de section effectué en 1987 ne fait pas apparaître plus de 5 % d'écart, incertitude qui fera sourire de plaisir tout hydrologue en bottes chevronnées.

Notre hydrologue gascon plaide aussi pour une idée contestataire : il y aurait saturation de la vitesse moyenne de surface qui pour les débits gigantesques n'évoluerait

plus comme le terme $H^{2/3}$. Ceci apparaît aussi dans une planche (fig. 11) tirée de l'ouvrage de Jacques BETHEMONT sur le Rhône à Oulens (à 3 km en aval de Lyon). Bien sûr pour que chacun de nous puisse porter un jugement personnel, il faudrait disposer des informations brutes. Mais le sujet peut constituer un argument très prolifique de discussions à l'oral au cours des Journées. Peut-être pourra-t-on à cette occasion ouvrir un fonds communautaire de collecte des valeurs du rapport décisif, vitesse moyenne de surface / vitesse moyenne globale que G. LALANNE-BERDOUTICQ, en prenant l'avis d'Alfred OTT en 1903 à témoin, annonce dans une fine fourchette voisine de 0,7 (dix valeurs répertoriées comprises entre 0,68 et 0,72). La pérennité d'un tel paramètre parviendra-t-elle à vaincre l'incrédulité des sceptiques qui n'acceptent que la notion de mesure floue dans un halo au moins égal à 20 à 30 % pour la saisie des débits en crue ?

Peut-être donnerai-je l'impression de rabâcher sur un problème traditionnel de l'hydrologie mais il paraît essentiel d'avoir la critique claire dans le changement d'échelle de débit. Le Gers présente un module maigrichon de 5 m³/s et les estimations pour la crue de l'été 1977 tournent autour de 1 000 m³/s. Quelle précision accorder à cet enfant de crue pantagruélique qui sort complètement de la famille, à ce horsain comme le dénomme J.M. MASSON en prenant un vocabulaire normand qui s'allierait bien avec la prudence du jaugeur des cours d'eau en furie ? Car le problème est là, les valeurs des débits de crue ont été couchées manuellement dans un grand cahier d'archives ou digitalisées dans un système informatique et alors cela devient la vérité. Des statisticiens, des informaticiens, des mathématiciens en mal de théorie vont s'en emparer, leur faire subir anamorphose, régression et paramétrisation pour les livrer ensuite à la consommation, aseptisées et momifiées dans une formule synthétique à tous les sens du terme.

Ce que j'ai écrit de l'évaluation du débit, on pourrait le redire à propos de l'estimation des volumes précipités sur un bassin versant réalisée à partir des indications de quelques pluviomètres ou pluviographes. Laissons de côté toutes les critiques justifiées sur l'influence du vent, de la hauteur des entonnoirs, de l'évaporation initiale sur une tôle *surchauffée*, de la dissémination des précipitations solides intempestives neige ou grêle et ne parlons que de l'énorme ambiguïté d'une valeur locale isolée pour décrire un champ de précipitation dont on sait qu'il est hétérogène modérément en tous cas et fortement parfois. Cette incertitude a été dénoncée par de nombreux auteurs et pour l'instant il ne semble pas que l'on ait trouvé la panacée.

Bien sûr on peut multiplier les postes d'observations, bien sûr on espère beaucoup du radar et de l'affinement de l'imagerie satellitaire, mais pour l'instant les archives qui font notre matière première sont sous le coup de la représentativité de l'indication du poste isolé que l'on fasse

intervenir ou non des graphes d'abattement en fonction de la surface associée au point de mesure.

Puisque Nîmes va être le haut lieu scientifique des crues, reprenons dans le tableau 3 ci-dessous quelques valeurs indiquées par M. DESBORDES et J.M. MASSON pour les hauteurs maximales de pluie dans la région nîmoise lors de l'événement catastrophique du 3 octobre 1988.

À l'examen de ce simple tableau, on n'aurait pas vite fini de faire des commentaires : sur la fonction intensité-durée, sur le croisement des graphes de cette fonction tracés pour les stations de Courbessac et de Kennedy, sur la différence énorme avec la troisième station de Mas de Ponge (bien sûr on retrouve là, l'influence des tailles des cellules convectives). Ces cellules, on les aperçoit bien dans le rapport (I 21 C) de P. GOMBERT et M. THOMAS qui présente la colline pluviométrique afférente à l'événement du 23 juin 1992 dans la région de Carcassonne où l'abattement est de 60 % à 2,5 km de l'épicentre et de 90 % à 8 km.

Même en Touraine, où le climat est moins coléreux, les précipitations journalières en décembre 1982 marquent des différences sensibles entre Tours et Montresor comme l'indique la figure 11 proposée par L. COLLEVATI [I 23 C] (à propos de cet événement, on notera la valeur exceptionnelle du coefficient de ruissellement estimé à 90 %).

11. Précipitations journalières en décembre 1982.

Évidemment, après toutes les réticences de prudence annoncées précédemment, on peut se dire qu'il suffit de ne pas prendre en compte exactement comme il faut la distribution spatiale de la pluie pour voir ce coefficient de ruissellement fort bousculé. Quinze pour cent d'erreur cumulée entre pluie moyenne et débit pourraient amener un coefficient de ruissellement supérieur à l'unité. Risque que fort heureusement, on ne court pas avec des coefficients de ruissellement de l'ordre de 50 % qui supportent mieux les erreurs de mesure et de pondération.

Lieu	1 h	2 h	3 h	4 h	5 h	6 h	7 h	8 h
Courbessac	80	≥ 110	160	190		230		260
Kennedy		95	135	175	215	260	295	310
Mas de Ponge		220				350		420

Parler de coefficient de ruissellement c'est annoncer la fonction de transfert pluie-débit qui intervient explicitement ou implicitement dans plusieurs communications dont en particulier celle de J.M. GRÉSILLON, Ch. OBLÉD, J.M. NEYRE-GIGOT et F. LEMEILLOR (I 27 D) où l'on retrouve sur les graphes de fonction de transfert les enjambements signalés pour les graphes intensité-durée de l'épisode catastrophique de Nîmes.

Ainsi donc, on le voit bien, le doute plane sur la quantification de l'observation ; celle-ci, pour être complète, devrait en plus de la valeur estimée du paramètre faire apparaître l'incertitude ou l'imprécision de la mesure. Peu importe pour l'instant la forme prise par l'estimation de cette incertitude : fourchette de la plage probable d'existence de la grandeur mesurée ou, plus « scientifiquement », écart-type qui sous-entend peut-être une forme pour la fonction de distribution de l'erreur que l'on va souvent implicitement supposée de nature gaussienne, c'est-à-dire suivant la loi normale ou de Laplace-Gauss.

Cette prise en compte de l'incertitude nous paraît vraiment fondamentale et devrait devenir un réflexe chez l'hydrologue qui infléchira ensuite le mode de pensée... et de dialogue. A propos de celui-ci, on peut relancer le débat des chiffres significatifs qui doivent décrire plus ou moins finement l'estimation. Je ne suis pas opposé a priori à ce que MD. LOYE-PILOT et C. PASQUIER (I 22) annoncent une précipitation de 923 mm en 39 h à Bavella lors de la pluie exceptionnelle de la Toussaint 1993 en Corse, mais j'aime mieux l'indication suivante donnée par les mêmes auteurs d'une hauteur de pluie de 1 150 mm plus ou moins 30 mm à Tramuta pour le même épisode (d'ailleurs en toute objectivité il faut reconnaître que l'expression des auteurs est irréprochable parce qu'ils parlent d'enregistrement des pluviographe ou pluviomètre totalisateur). Conserver des chiffres assez nombreux, pourquoi pas pour constater une mesure, mais ne pas les charger ensuite d'une puissance d'information qu'ils n'ont pas. 923 mm de hauteur de pluie dans un pluviographe, d'accord ! mais ce ne sera pas l'estimation au millimètre près de la pluie moyenne sur le bassin, ni même sur une parcelle d'un hectare. Et que dire alors de la malice fallacieuse de la calculatrice qui affichera huit chiffres significatifs pour un coefficient de ruissellement ou plus insidieusement pour un exposant de Weibull fourni par un lissage aux moindres carrés !

Cette digression un peu longue sur le réalisme des chiffres ne doit pas nous faire perdre de vue qu'avant l'incertitude de la mesure, le caractère aléatoire de l'hydrologue est dans le fantasme de l'événement hydrologique.

3.1. L'aléatoire hydrologique et l'estimation des risques

En hydrologie, on ne sait pas de quoi demain sera fait (ou pour ne pas vexer les gens de la Météo, disons dans un mois ou dans un an et ainsi on peut laisser voler librement le papillon de LORENZ !). Mais sans vouloir prédire trop loin l'avenir, on voudrait en apprécier les risques à la lecture du passé. C'est ce qui explique que très tôt (au moins depuis d'Alembert de manière quantitative) on ait essayé de transformer les statistiques en probabilités. Ce n'est pas une mince affaire mais peu ou prou, bon nombre d'auteurs de ces Journées s'y emploient : M.C. LLASAT et P. PUIGSERVER (I 1), M. DESBORDES et J.M. MASSON (I 2), G. LALANNE-BERDOUCQ (I 9), C. MERLIER (I 11), D. DU-

BAND évidemment (I 12), M.D. LOYE-PILOT et C. PASQUIER (I 22), F. CERNESON et J. LAVABRE (I 26), V. STANESCU et V. UNGUREANI (I 15), M. LANG et J. DESUROSNE (I 10). Cela fait déjà un bel ensemble de « débatteurs » pour une éventuelle table ronde sur la question de la métamorphose de la statistique en estimation de période de retour !

Pour ne pas être trop long, nous focaliserons notre attention sur le modelage de la fonction de répartition (F.R. par la suite) qui, en principe indique la probabilité F qu'une valeur de débit Q_S ne soit pas dépassée à une échelle de temps donnée par exemple l'année lorsqu'on étudie la F.R. du débit maximal annuel. Bien entendu $1 - F_S$ représente la probabilité de voir apparaître au cours d'une année un débit supérieur à la valeur Q_S . Donc $1 - F_S$ est en quelque sorte l'appréciation du risque hydrologique. Pour le lecteur qui n'aurait pas baigné dans l'hydrologie statistique, rappelons aussi la notion de période de retour. Puisqu'on parle de débit de crue maximal annuel, parler d'une probabilité de 1 % pour un débit Q_S signifie qu'en moyenne on a une chance (ou la malchance) de voir apparaître un débit supérieur à Q_S tous les cent ans. La « période » de retour des événements de crue à débit supérieur à Q_S est donc de cent ans. C'est une façon concrète et imagée de parler des risques entre hydrologues qui évidemment ne sont pas dupes. Parler de période de retour ne signifie pas que les phénomènes hydrologiques vont se plier à une évolution déterministe périodique. Il s'agit d'un concept commode pour la conversation sans aucune obligation pour la nature. A partir de l'exemple des cent ans, on voit évidemment poindre la définition de la période de retour T en fonction de la probabilité $1 - F$ de dépassement de la valeur Q_S .

$$T = \frac{1}{1 - F}$$

Bien entendu, pour faire simple, nous avons considéré le débit maximal annuel. Mais au cours d'une année hydrologique, un certain débit déjà important peut être dépassé plusieurs fois, c'est par exemple ce qui s'est passé pour le Rhône au cours de l'année hydrologique 1993-1994 allant du 1^{er} octobre 93 au 30 septembre 1994. Si on considère un seuil de 8 000 m³/s à Beaucaire, il a été dépassé en octobre avec un débit (approximatif) de 9 500 m³/s et puis en janvier 94 avec un débit maximal voisin de 11 000 m³/s (alors qu'à Beaucaire le module ou débit moyen est de l'ordre de 1 600 m³/s).

On peut aussi construire une fonction de répartition pour tous les débits extrêmes indépendants mais comme on n'impose plus le pas de temps de l'échantillonnage, il faut prendre certaines précautions dans les définitions sur lesquelles nous n'insisterons pas ici.

Résumons donc notre objectif. On dispose en principe d'un fichier qui rassemble la collection des mesures ou estimations de débit pour un certain nombre d'années (plus ce nombre est grand, mieux c'est pour la sécurité du résultat probabiliste). Mettons quarante ans pour fixer les idées (c'est peu pour les grands fleuves français, c'est énorme pour l'Ouvèze). Et notre objectif c'est de tirer de ce fichier statistique des estimations de période de retour des débits importants à risque. C'est-à-dire qu'on veut passer des statistiques à des probabilités, objectif simple à énoncer, délicat à réaliser car au cours du chemin, il va y

avoir intervention de nombreux arbitraires dont on n'a pas toujours conscience mais qui conditionnent ou hypothèquent le résultat final.

Avant toutes choses, il faut dire clairement que l'on fait l'hypothèse de la stationnarité de la série examinée c'est-à-dire que le climat n'a pas changé (et qu'il ne va pas changer pour pouvoir extrapoler au futur) et que toutes les valeurs de débit proviennent d'une même population homogène.

Le « premier arbitraire » est le choix du fichier. Deux manipulateurs partant de deux fichiers de longueurs différentes, peuvent obtenir des fonctions de répartition bien différentes si les éléments non communs aux deux fichiers correspondent à des valeurs extrêmes. L'addition ou la soustraction d'une seule valeur, s'il s'agit d'un horsain, suffit à modifier profondément la partie sensible de la fonction de répartition dans la zone des grandes valeurs des risques. J'ai fait faire assez souvent l'expérience à nos élèves-ingénieurs pour les sensibiliser concrètement aux faux fuyants de l'hydrologie statistique ! Bien entendu, ce risque aléatoire n'est pas l'apanage de l'hydrologie statistique des crues. Il est inhérent au tirage d'échantillon forcément de taille limitée dans une même population mère. Mais il est exacerbé dans l'étude des crues parce qu'on s'intéresse aux valeurs extrêmes.

Le deuxième arbitraire est dans le choix de la formule d'évaluation de la fréquence empirique cumulée F_e qui est l'antécédent obligatoire de la fonction de répartition F . Bien souvent, on choisit la formule de HAZEN. Dans la collection de crues annuelles rangées par ordre croissant des débits, pour le rang i , la fréquence empirique cumulée est

$$F_e = \frac{i - 1/2}{n}$$

n étant le nombre d'éléments de l'échantillon. Sous-jacent à cette formule, est le choix de l'hypothèse d'une même probabilité élémentaire pour tous les éléments ou réalisation de la variable aléatoire Q . C'est l'hypothèse la plus simple.

Mais on peut prendre d'autres formules de fréquence empirique. Par exemple la formule de WEIBULL

$$F_e = \frac{i}{n+1}$$

Elle ménage plus de possibilité d'existence pour les valeurs extrêmes hors des bornes des valeurs du fichier considéré.

Beaucoup de formules ont été proposées. J.M. MASSON a rédigé il y a quelques années une très bonne revue critique de ces formules. Certaines peuvent être rangées dans le moule suivant

$$F_e = \frac{i - a}{n + 1 - 2a}$$

dans lequel se coulent en particulier les formules de HAZEN et de WEIBULL.

La distribution des fréquences empiriques est évidemment discrète et souvent d'apparence rugueuse quand le fichier n'est pas suffisamment garni.

Le grand saut des statistiques vers les probabilités va être dans la recherche d'une fonction continue qui soit la

représentation approchée la meilleure possible de la distribution discrète des fréquences empiriques : c'est le troisième arbitraire.

Évidemment, toute fonction monotone évoluant de 0 à 1 peut concourir. Mais certaines fonctions ont acquis des rentes de situations par la jurisprudence ou certaines des lettres de noblesse par la théorie par exemple la théorie probabiliste des valeurs extrêmes.

Bien sûr la plus connue est la loi normale de LAPLACE-GAUSS qui en engendre beaucoup d'autres par anamorphose de l'argument (ici le débit). Si on prend le logarithme du débit on parle de la loi de GALTON.

Pour le traitement des débits de crues, les hydrologues français ont un faible pour la fonction de GUMBEL $F = e^{-e^{-x}}$ qui en remplaçant la variable aléatoire adimensionnelle x par le groupement de valeurs homogènes à des débits Q, Q_0 et Q^* devient

$$F(Q) = e^{-e^{-\frac{Q-Q_0}{Q^*}}}$$

En posant $x = \frac{1}{S} \text{Log} \frac{Q-Q_0}{Q^*}$, on obtient la fonction de répartition généralisée de FRECHET-WEIBULL

$$F(Q) = e^{-\left(\frac{Q-Q_0}{Q^*}\right)^\alpha} \text{ avec } \alpha = -\frac{1}{S}$$

Cette formule, à 3 degrés de liberté, Q_0 paramètre de position, Q^* paramètre d'échelle, α paramètre de forme, présente plus de souplesse d'ajustement. Mais il ne faut pas abuser du nombre de paramètres car il s'avère qu'ils ne sont pas indépendants (ce qui n'est pas encore trop grave) mais que les formules riches sont aussi souvent fragiles et instables.

Bien entendu, on pourrait aussi imaginer une anamorphose entre la variable initiale et son logarithme en considérant par exemple

$$F(Q) = e^{-\left(\frac{Q-Q_0}{Q^*}\right)^\beta}$$

Les hydrologues nord-américains ont une prédilection pour les fonctions de PEARSON fonctions euleriennes directement issues de la théorie des valeurs extrêmes et qui se présentent sous la forme

$$F(x) = \frac{1}{\Gamma(\gamma)} \int_0^x u^{\gamma-1} e^{-u} du$$

Là encore, on peut prendre pour x le logarithme du débit et on obtient la fameuse formule Log Pearson 3 (3 parce qu'il a trois degrés de liberté) formule qui a fait la célébrité de mon ancien élève et ami, le Professeur Bernard BOBEE qui en a donné une étude critique approfondie qui fait autorité mondiale.

La quatrième arbitraire est dans le choix de la méthodologie d'ajustement. Comment déterminer les paramètres ou degrés de liberté qui apparaissent dans la fonction de répartition continue ? Par ajustement graphique après l'anamorphose qui assure une rectification approchée du graphe discret des fréquences empiriques F_e ? Par la méthode des moments d'inspiration variationnelle et relativement simple dans son principe mais exigeant souvent l'itération dans la résolution numérique ? Par la méthode du maximum de vraisemblance ? Par la méthode proche de l'entropie ? A la hussarde par la méthode des moindres

carrés appliquée à la fonction de répartition originale ou bien plus simplement moyennant l'acceptation d'une distorsion sur le graphe empirique rectifié au mieux par anamorphose pour profiter de la toute simple régression linéaire ? Le choix est large, comme vous le voyez. Certaines méthodes font, avec bonheur, l'économie du passage par la fréquence empirique ; c'est le cas de la méthode des moments, de la méthode du maximum de vraisemblance.

En avons-nous fini avec les arbitraires ? Pas tout à fait. Il faut encore comparer les résultats fournis par les scénarios différents fondés à la fois sur les choix de la formule de fréquence empirique, de la fonction continue d'approximation et de la méthode d'ajustement et pour cela il va falloir faire usage de tests statistiques. Mais les tests sont comme les experts, ils n'ont pas toujours le même avis commun. Alors à quel test donner la primauté de jugement ? Son choix constitue le *cinquième arbitraire*.

Cinq arbitraires pour arriver à un résultat objectif ! Vous avouerez que le terrain est favorable à la polémique. Fort heureusement, souvent les résultats des différents chemins ne sont pas trop éloignés en regard de l'incertitude régnant sur la mesure ou estimation initiale. Et puis il y a les écoles... ou les habitudes... ou les conventions. Parce que bien conscients que, de toutes façons, même si on n'est pas absolument sûr que le résultat soit le meilleur, il faut bien faire quelque chose et que l'imprécision restera souvent minime devant l'aléa. La crue centennale, ce peut être l'an prochain ou dans mille ans. Alors...

Après ce prologue un peu long, scrupule d'un mandarin universitaire qui craignait une certaine incompréhension derrière des mots familiers ou habitudes, revenons aux contributions des auteurs.

Il y a d'abord les horsains. Des horsains qui piquent... l'attention voire la curiosité. Les horsains de la pluie de 10 jours chez M. LANG et I. DESURONE (I 10) qui sont très nets pour l'échantillon annuel et semblent disparaître sur le graphe de l'échantillon août-décembre.

Horsains très nets dans le rapport de F. CERNESON et J. LAVABRE (I 26) dans le *tableau 1* et la *figure 1* des auteurs, correspondant aux débits de pointe du fameux bassin du Real Collobrier si présent dans le lot de communications examiné. Ces horsains paraissent avoir une telle personnalité que les auteurs leur attribuent une cassure dans le graphe anamorphosé en variable centrée réduite de GUMBEL qui présente ainsi deux demi-droites. Intrigué, j'ai essayé de reconstituer la distribution de base des débits sur laquelle j'ai tenté d'autres anamorphoses dont celle de GALTON (tout simplement parce que j'avais du papier galtonien sous la main). Les horsains disparaissent alors si on est indulgent avec le comportement des petits gros débits (*fig 12*). Ma curiosité étant appâtée, j'ai aussi tenté l'anamorphose $\sqrt{Q}$ sur le papier de GUMBEL utilisé par les auteurs et là encore avec suffisamment d'autosatisfaction, on peut être tenté de dire que les horsains disparaissent (*fig 13*). Ce jeu d'optimisation de l'ajustement est aussi attractif que les mots croisés mais, comme eux, c'est vraiment un passe-temps passoire et j'ai dû interrompre mon divertissement.

Horsain apparent encore sur la Solenzara dans le rapport de M.D. LOYE-PILOT et C. PASQUIER (I 22). Le choix de $\log Q$ comme nouvelle variable aléatoire semble tout faire rentrer dans l'ordre comme tendrait à le montrer le graphe que j'ai construit *figure 14* sur la planche proposée par les auteurs (I 22 C).

12. Ajustement de Galton.

13. Bassin du Real Collobrier.

Dans le jardin de J.M. DUJARDIN (I 18) pas d'horsain ! L'auteur a comparé les ajustements sur support gumbelien du débit d'une part et de la racine du débit d'autre part, anamorphose qui certes semble conduire à un meilleur ajustement. Mais comme l'auteur n'indique pas le graphe anamorphosé en $\sqrt{Q}$, il est difficile de juger de la qualité de l'amélioration dans l'extrapolation rectifiée pour les gros débits qui sont les débits à risque majeur.

Horsain encore dans les figures de la communication de O. CAYLA (I 13) sur les débits à Sumatra. Là encore l'auteur a la tentation de la cassure et de la ligne brisée à deux demi-droites. Cette fois, cela paraît irrémédiable. Joueur impénitent, j'ai tout de même essayé l'anamorphose $\log Q$ et avec un peu de bonne volonté ou un grain de rouerie, on pourrait être satisfait de l'allure rectifiée du nouveau graphe de la *figure 15*. Sur cet essai, on notera qu'on ne peut rien faire contre les paliers, c'est-à-dire l'observation de deux valeurs très voisines du débit de pointe. Il y aurait peut-être là matière à réflexion.

Petit horsain de rien du tout dans les distributions de hauteurs de pluie journalière chez D. DUBAND (I 12). Et de plus c'est un horsain méchant, quasi de palier, irréductible.

Bien sûr le père de la famille des horsains J.M. MASSON (I 2) doit avoir sous la main des horsains de toutes catégories et de toutes grandeurs. Peut-être a-t-il proposé « une typologie fractale des horsains » dont il pourra nous parler

14. La Solenzara, ajustement des débits de pointe de crue - Tafonato (1975-1985) et Cannicciu (1988-1993).

à l'oral ? Pourquoi finir sur ce ton badin ? Parce que mieux vaut en rire. Quelles conclusions tirer de notre escapade au pays des horsains ?

La première c'est qu'il ne faut pas jeter la cognée sans avoir essayé besoinusement de retailler à la hache la distribution de la fonction de répartition par quelques anamorphoses classiques ou imaginatives. Pourquoi serait-ce le débit plutôt qu'un dérivé anamorphosé qui serait la variable aléatoire de base ? Réponse : à cause de la tradition populaire. Evidemment si on vise à l'universalité d'une loi de répartition des débits de pointe, il vaut mieux garder le même moule. C'est vrai. Mais objection immédiate : on ne change pas de moule on l'élargit. La formule généralisée déjà présentée

$$F(Q) = e^{-\left(\frac{Q - Q_0}{Q^*}\right)^\beta}$$

pourrait être ce moule plus souple. En la chipotant un peu, on devrait pouvoir la faire parler en logarithmes dont on sait qu'ils sont la forme limite de la fonction puissance dont l'exposant tend vers zéro.

La deuxième conclusion est la résignation devant une paire d'horsains extrêmes de même valeur de débit qui ne rentreront jamais dans le rang de l'alignement.

La troisième conclusion est une méditation philosophique sur l'acharnement thérapeutique des ajustements. Vanitas vanitatum ! Ce n'est pas un succès isolé sur l'ajustement d'un échantillon qui cernera la nature profonde... de la nature.

Nous avons dit premier arbitraire : le choix de l'échantillon. Regardez donc dans la communication de M. DESBORDES et J.M. MASSON la confrontation des périodes de retour des intensités maximales suivant que l'on considère, un échantillon de 24 ans (1964-1988) ou un échantillon de 42 ans (1946-1988). Les valeurs peuvent aller du simple au double. Au passage notez aussi l'effet du troisième arbitraire, le choix de la famille de fonction qui fait apparaître des écarts de 1 à 3 environ pour les résultats du traitement de la longue série. Sur ce sujet, j'aurais beaucoup d'anecdotes à raconter issues de l'expérience menée avec Michel ARNAUD il y a dix ans sur près de deux siècles de pluies à Toulouse (C. THIRRIOT et M. ARNAUD 1985).

Cette conclusion non point désabusée mais réaliste catalyse la modestie dans l'appréhension statistique de la nature. Comme dans la caverne de PLATON, il ne faut pas prendre l'ombre pour la proie.

Pourquoi s'évertuer à cerner une précision illusoire sur l'ajustement de la fonction de répartition alors que la crue de période de retour de 10 000 ans peut se produire dans l'année qui vient ?

D'où la question prodigieusement utile à débattre : quelle analyse multicritère permettra la comparaison de l'aléa global d'ajustement de la FR dans la zone des débits extrêmes et de l'aléa naturel de l'occurrence de tels débits ?

Bien des auteurs ont insisté sur ce risque de l'extrapolation bien au-delà de la plage des valeurs observées (déjà avec une erreur de mesure). La rectification d'un graphe anamorphosé est une mince sécurité.

15. Ajustement de la distribution de débit de pointe. Rapport O. Caylon.

Dans le fond, devant le désarroi de l'extrapolation on peut comprendre la politique du va-tout menée outre Atlantique qui parle de P.M.P., de précipitation maximale possible et de son corollaire le débit maximal possible, sorte d'enveloppe de sécurité qui peut prendre une ampleur démesurée (pourquoi pas le déluge ?) et dont l'estimation reste délicate.

L'Ecole française, elle, a dans son ensemble adopté la méthode du gradex proposée, il y a plus de vingt ans par P. GUILLOT et D. DUBAND (en 1967 ce me semble). L'idée directrice de cette méthode consiste à dire que les très grosses crues sont provoquées par des pluies tellement importantes que très vite le sol est engorgé et toute l'eau précipitée ruisselle. Donc à part la petite quantité d'eau encore avalée par le sol en début d'événement tout le volume précipité se transforme en volume écoulé dans le cours d'eau exutoire. Puisqu'il y a ainsi une correspondance forte entre les volumes précipité et écoulé, on peut penser que les lois de distribution des volumes écoulés et des volumes précipités sont les mêmes. Mais reste à passer au débit maximal de l'écoulement. Si l'on admet pour des bassins versants pas trop grands, la pérennité d'une relation entre volume écoulé et débit maximal pour ce type d'événement vraiment extrême, alors on peut dire que la fonction de répartition du débit maximal pour la classe de ces événements exceptionnels se comporte comme la fonction de répartition des pluies vraiment extrêmes. Cette règle de

similitude est avantageuse parce qu'on dispose de beaucoup plus de fichiers de pluie, et depuis très longtemps, que de fichiers de débits.

Pourquoi ce nom de gradex ? Sans avoir la publication originale de la méthode sous les yeux, il suffit de lire la définition rappelée par D. DUBAND (I 12), GRADEX : Gradient des valeurs extrêmes sur le graphe de la fonction de répartition des pluies extrêmes qui sera représentée avec l'anamorphose convenable.

En effet, une circonstance asymptotique est très intéressante : pour x très grand, la fonction du Gumbel $e^{-e^{-x}}$ tend vers $1 - e^{-x} + \frac{1}{2}e^{-2x} \dots$. Or comme beaucoup d'autres chercheurs ou hydrologues, nous avons remarqué sur les FR des pluies journalières du Sud Ouest qu'elles pouvaient être bien représentées par une somme d'exponentielles

$$F = 1 - a_1 e^{-P/P_1} - a_2 e^{-P/P_2} - a_3 e^{-P/P_3}$$

Trois termes suffisent largement. Et pour les fortes valeurs ne subsiste qu'un terme

$$F = 1 - a_1 e^{-P/P_1}$$

En représentant $(1 - F)$ en fonction de P on voit apparaître la pluie P_1^* (analogue au temps de relaxation dans les phénomènes amortis). Cette pluie P_1^* de relaxation est le gradex.

En considérant par ailleurs la forme asymptotique de la FR des débits extrêmes, il vient dans le cas général

$$F = 1 - e^{-\left(\frac{Q - Q_c}{Q^*}\right)^\beta}$$

Si β est très proche de 1, ou égal à 1 dans le cas de la formule originale de GUMBEL alors l'identification des tendances des FR des valeurs extrêmes des pluies et des débits va permettre de relier les gradex P_1^* et Q^* en supposant qu'ils suivent la même correspondance que supplément de volume de pluie et supplément concomitant de débit maximal, pour des bassins qui ne sont pas très grands. Alors, on peut souscrire très cordialement à la conclusion de D. DUBAND (I 12 B) : « une information historique en pluie-débit, cote de crue, qualitative et quantitative existe depuis un à deux siècles et parfois plus dans plusieurs régions de France. Elle devrait permettre de mieux appréhender les risques potentiels en crues éclaircies dans un certain nombre de petits et moyens versants par l'exploitation de gradex des pluies tout particulièrement ».

Si l'on représente les fonctions de répartition des pluies et des débits sur la même planche à l'échelle de Gumbel (qui a un comportement asymptotique exponentiel) les deux graphes de pluie et de débit vont être des droites parallèles dans la région des valeurs extrêmes si tout se passe bien. C'est bien ce que l'on observe sur la figure 1 du rapport d'O. CAYLA (I 13 B), et bien entendu sur la planche afférente au site de VILLEFORT étudié par D. DUBAND (I 12 B). Mais le parallélisme des graphes est moins satisfaisant sur la figure 2 du rapport de F. CERNESON et J. LAVABRE [I 26 D] ; cela tient-il à la brièveté des séries ou au fait que le volume de pluie est cumulé sur 6 heures au lieu de la journée. Devrait-on rapprocher cela de la formule proposée par J.M. DUJARDIN [I 18 C] issue de la méthode CRUPEDIX qui annonce que $Q_{100} = aP_{100}^2$ et qui en déduit que si les pluies maximales journalières suivent

une loi de Gumbel, ce qui est bien admis, la racine des $Q_{\max}$ doit suivre une loi de Gumbel.

Subrepticement, nous avons rapproché et mélangé des choses assez différentes dans leurs sources et dans leurs idées directrices afin de susciter une fructueuse discussion. La méthode de Gradex n'est pas indifférente aux choix des formes des fonctions d'ajustement des fonctions de répartition empiriques, peut-être à l'intervalle de temps d'observation des pluies, certainement à la taille des bassins versants et qui sait ? à la topographie.

Il nous semblerait utile d'envisager de faire le point posément et de manière approfondie sur cette voie originale française par un prolongement de réflexion à l'issue des Journées de Nîmes par une action concertée légère et preste sans aucun supplément de mesures, simplement par la confrontation des expériences des différents opérateurs et de quelques universitaires.

D. DUBAND dans son rapport plaide de manière vibrante pour la valorisation des observations anciennes et tout particulièrement des crues historiques. Celles-ci sont certes fort utiles pour la mise en oeuvre de la méthode du gradex pour les petits et moyens bassins versants mais elles sont aussi d'un recours essentiel pour l'estimation des crues à l'aval des grands bassins.

Pour persuader les élèves-ingénieurs hydrauliciens de l'ENSEEIH de ce fait, je leur ai proposé de réfléchir à l'occasion d'un devoir en classe (qui pouvait être repris à la maison) sur l'intégration des crues historiques du Rhône à Beaucaire dans les fichiers informatiques récents.

L'historien, c'est évidemment le grand potamologue géographe grenoblois Maurice PARDE dont j'ai compulsé les oeuvres à la SHF grâce à la courtoisie de Monsieur BANAL, Président de notre société. Sur la planche 16 est reportée la copie des données collectées par M. PARDE. Je ne sais si les théoriciens de la statistique ont établi des méthodes rigoureuses pour l'intégration de la mémoire historique dans les fichiers des annuaires informatiques. Mais je vais présenter rapidement la manière artisanale proposée à mes étudiants. L'exercice restera scolaire (comme dans le devoir). Les données récentes sont celles de la Compagnie Nationale du Rhône aimablement communiquées par Monsieur TORMOS Responsable du Service Hydrologie. De cette liste déjà longue de débits annuels, pour alléger la tâche, je n'utiliserai que les 20 ans d'observation de la période 1973-1992. Bien entendu on tiendra sous la main le débit maximal d'octobre 1993 de $9\,500\text{ m}^3/\text{s}$ et celui de la crue toute proche de janvier 1994 mais indépendant et de type différent, de $11\,000\text{ m}^3/\text{s}$ si l'on en croit Roger CANS journaliste au Monde dans son article du 20 janvier 1994 intitulé « le Rhône en libre cours ».

Toujours pour alléger l'exercice, je ne considérerai que les crues de débit supérieur à $8\,400\text{ m}^3/\text{s}$ (soit environ 7 m au dessus du zéro de l'échelle).

La procédure suivie fera certainement frémir les statisticiens patentés. Soumettons la rapidement à votre critique.

Première étape : déterminer la période d'application des crues historiques. Soit toute la série 1801-1919 c'est-à-dire 118 ans, soit à partir de l'intervalle entre les deux crues considérées $13\,000\text{ m}^3/\text{s}$ en 1840 et $8\,000\text{ m}^3/\text{s}$ en 1919 environ 80 ans pour 11 crues donc 10 intervalles ce qui donnerait 88 ans pour les 11 crues. L'écart n'est pas mince. Marchons pour la première manière en majorant encore un peu parce que la dernière valeur de 1919 est une borne. Reste à ajouter la période d'observation suivie en ajoutant

TABLEAU 176
Crues de plus de 6 m à Beaucaire.

Date du maximum	Hauteur sur le zéro	Hauteur sur l'écluse	Débit	Nature de la crue
9 Nov. 1801	+ de 6.00	"	7 000 [†]	médit-extensive
11 Oct. 1827	6.17	"	7 500 [†]	cévenole
9 Oct. 1836	6.00	"	6 700 [†]	?
3 Nov. 1840	{ 6.87 8.70 }	"	13 000	générale
27 Oct. 1841	{ 6.10 8.90 }	"	8 500	générale
3 Nov. 1843	{ 7.10 [†] 8.23 }	"	9 000	médit-extensive
19 Oct. 1846	6.45	"	7 600	id
31 Mai 1856	{ 7.95 8.50 }	"	12 500	générale
28 Oct. 1864	6.25	"	7 200	médit-extensive
21 Oct. 1872	6.87	6.93	8 430	médit-extensive
4 Déc. 1872	6.57	6.63	7 800	id
29 Oct. 1882	6.60	6.25	7 500	id
27 Oct. 1886	7.48	7.03	9 400	id
12 Nov. 1886	7.55	7.10	9 470	générale
1 ^{er} Janv. 1889	6.81	6.41	7 800	cévenole
23 Sept. 1890	6.04	5.89	6 570	cévenole
23 Oct. 1891	6.34	6.24	7 200	cévenole
2 Nov. 1896	7.00	7.10	8 760	générale
30 Sept. 1900	7.08	7.13	8 880	cévenole
11 Oct. 1907	6.68	6.83	8 120	cévenole
18 Oct. 1907	6.70	6.85	8 160	cévenole
10 Nov. 1907	6.83	6.98	8 440	médit-extensive
2 Déc. 1910	6.63	6.73	7 970	générale
8 Déc. 1910	7.02	7.12	8 800	cévenole
13 Déc. 1910	6.36	6.46	7 420	médit-extensive
4 Nov. 1914	6.34	6.14	7 080	cévenole
21 Mai 1917	6.56	6.36	7 520	cévenole
31 Mai 1917	6.05	5.85	6 520	médit-extensive
6 Janv. 1919	6.80	6.60	8 000	générale

Nota : † cote qui aurait été observée dans les conditions d'écoulement actuelles et sans la rupture des digues.

16. Maurice Pardé : le régime du Rhône.

la crue d'octobre 1993 et de janvier 1994 si on considère les périodes calendaires ou seulement la crue de 1994 en année hydrologique. D'où 21 ans de plus. Admettons finalement que l'on travaille avec une période totale de N années ($N = 150$ ans). La fréquence empirique des crues historique est $1/N = 0,66\%$. Il reste ensuite l'échantillon des crues moyennes observées récemment contenant 19 crues. On va supposer qu'il est significatif des $150 - 12 = 138$ années restantes ce qui implique évidemment la stationnarité. La fréquence empirique de chacune de ces 19 valeurs est donc de $\frac{1}{19} \frac{138}{150} = 4,85\%$. On généralisera ensuite l'usage de la formule de Hazen en plaçant chaque valeur au barycentre de son intervalle (ce qui est important pour la juxtaposition des deux sous ensembles des grosses crues et des crues moyennes). Finalement le résultat apparaît sur la figure 17 où pour éviter la surcharge, je n'ai pas reproduit toute la série récente dans la circonstance de l'échantillon hybride. Il va de soi que chaque cours d'eau sera un cas particulier suivant le nombre de crues historiques dont on dispose et la longueur du fichier contemporain. Dans l'exercice présenté, le poids des crues historiques est peut-être un peu accentué par leur nombre mais pas par les durées d'observation.

La constatation essentielle est que dans le cas particulier du Rhône les crues historiques ne bouleversent pas l'ajustement obtenu à partir de la courte série contemporaine (enfin ! c'est mon appréciation subjective). Mais il y a tout de même une nuance. Il est tout de même assuré que ces

17. Le Rhône : débit maximal à Beaucaire.

crues historiques rendent moins fragile le pronostic de la crue millénaire dans l'extrapolation. Mais il reste tout de même beaucoup de flou.

Si pour l'extrapolation, on donne plus de poids aux grandes valeurs, l'anamorphose logarithmique semblerait plus satisfaisante (encore que son échelle verticale ne soit pas assez dilatée). Par contre, à l'échelle linéaire, c'est-à-dire avec les données brutes, la série historique semble aider à la détermination du gradex. Ceci suggère d'ailleurs dans l'exploitation manuelle la méthode expéditive qui consisterait à ne construire que la partie de la fonction de répartition afférente aux valeurs historiques et aux plus grandes valeurs de la série contemporaine et de traiter cette partie de fonction de répartition en considérant la forme asymptotique exponentielle ($F = 1 - e^{-(Q-Q_0)/Q^*}$). Encore une brouille soumise en pâture à la discussion.

3.2. Retour sur l'influence de l'incertitude de la mesure

C'est bien beau d'utiliser les crues historiques mais quel crédit accorder à la précision de leur estimation. Incertitude de 10 % (c'est un minimum), 20 % (c'est raisonnable), 30 % (ce serait prudent). Comment prendre en compte cette incertitude ? J'ai fait un exercice universitaire en admettant d'abord les hypothèses de peu de points et d'une erreur relative de mesure pas trop forte, ce qui rend peu probable l'enjambement des débits de crue dans la série, à cause des erreurs (c'est-à-dire que dans les séries rangées les ordres des années changeraient du fait des erreurs). Un calcul scolaire m'a alors conduit aux valeurs des écarts-types des paramètres de lissage de la droite afférente à la représentation gumbélienne et à l'écart-type des quantités afférentes aux périodes de retour examinées par exemple dans des projets d'ouvrages ou dans l'appréciation des risques. Cela conduit à la formule finale étonnamment simple

$$\sigma_{yQ}^2 = \left(x_Q^2 \frac{1}{n} + \frac{1}{n^2} \right) \sigma_e^2$$

CHOIX DES ECHANTILLONS

Choisissez la taille des échantillons : 50

Choisissez le nombre d'échantillons : 100

$$y = x$$

$$\hat{y} = ax + b + \varepsilon$$

MOYENNES

	a	b	c	y6	y8	y10
Moyennes	1.058	-0.025	274.550	6.323	8.439	10.555
Ecartstypes	0.052	0.076	44.576	0.285	0.386	0.488
coefficient d'asymétrie	-0.250	-0.043	0.438	-0.089	-0.138	-0.165
coefficient aplatissement	0.304	-0.444	0.314	0.382	0.362	0.350

18. Effet de l'incertitude de la mesure sur l'extrapolation des débits extrêmes.

avec $x_Q = -\text{Log} \left(-\log \frac{Q-Q_o}{Q^*} \right)$

$\hat{y}_Q$ estimation liée au quantile éventuellement anamorphosé (par exemple $y_Q = \frac{Q-Q_o}{Q^*}$)

n nombre de point

ε erreur relative sur $(Q - Q_o)$

Dans la réalité, évidemment, on ne peut éliminer l'hypothèse d'enjambement. Pour avoir une idée de l'influence du réarrangement inévitable dans le classement des valeurs de débit perturbées de manière aléatoire par les erreurs de mesure, j'ai fait réaliser par deux stagiaires IUT informatique, Mesdemoiselles DEMIAN et DEKKER, des simulations aléatoires par tirage au hasard de l'erreur relative. L'influence sur les paramètres est loin d'être négligeable comme le montre la *planche 18*. Ainsi on retombe une fois de plus dans le scepticisme constructif que l'on rencontre chez de nombreux auteurs (M. DESBORDES et J.M. MASSON (I 2 A) D. DUBAND (I 12 B) etc...)

En conclusion (non définitive) de cette école buissonnière aléatoire au milieu de cet ensemble d'une trentaine de communications, il s'avère encore une fois que l'approche statistique des problèmes de crue a des finalités multiples. J'en verrai au moins trois :

— la protection par la définition des débits pour lesquels il faut raisonnablement assurer la sécurité des ouvrages, évacuateurs de crue ou digues ;

— la prévision des risques et des dommages pour soupeser les conditions de l'assurance éventuelle ;

— le plaisir de la connaissance qui est évidemment l'objectif privilégié de l'universitaire. En effet, la statistique permet la synthèse utile et concise des observations multipliées patiemment. En hydrologie il n'y a pas de statistique sans durée et en cela nous sommes les héritiers des générations précédentes et nous avons un devoir d'épargne vis-à-vis de ceux qui nous suivront. Et nos jeunes collègues d'aujourd'hui assureront la transition dans trente ans, ils lègueront à leurs successeurs des fichiers mieux nourris de trente nouvelles années de crues maximales annuelles sans oublier les crues secondaires bien suggestives aussi (comme la crue d'octobre 93 par rapport à la crue de janvier 94, sur le Rhône).

L'informatique a été pour l'hydrologue statistique une révolution profonde aussi bien pour la saisie automatique et la télétransmission que pour le traitement en supprimant les tâches ancillaires et fastidieuses pour ne laisser à l'hydrologue que le souci de rêver à la nature profonde des

Tableau de mesures de transport solide.

Source : thèse Benayada d'après MM. Butcheva et V.D. Ioncheva.

Débit m^3/s	Rivière de Struma			Rivière de Maritza			
	55.5	88.5	89.2	231	36.1	97	569
Hauteur m	1.37	1.61	1.66	1.34	0.45	0.89	2.91
Largeur m	21.0	22.0	23.50	151	141	130	147
Vitesse m/s	1.93	2.50	2.36	1.12	0.57	0.82	1.29
J	2.3	2.3	2.3	0.91	1.02	0.56	0.46
q_m kg/s	102	357	235	178	13	24	774
diamètre moyen	16	16	16	0.85	0.85	0.75	0.75
Formule	débit solide charrié kg/s/m						
Bagnold	0.77	1.278	1.394	0.221	0.009	0.03	0.265
Yalin	0.185	0.45	0.518	0.888	0.009	0.138	1.13
Meyer-Peter, E. Muller	0.99	1.772	1.954	0.931	0.166	0.204	1.101
Schoklitsch-Gilbert	0.313	0.577	0.535	0.288	0.024	0.046	0.273
Englund-Hazen	0.639	1.38	1.276	0.976	0.058	0.155	1.69
Einstein-Brown	0.538	0.872	0.948	0.111	0.053	0.067	0.1
	0.449	0.729	0.799	2.12	0.113	0.175	3.4
Stuznichnikov	0.461	2.183	1.521	0.744	0.007	0.144	1.724
Goncharov	1.193	3.288	2.499	0.089	0.0011	0.031	0.087
Shmov	0.283	0.855	0.62	0.093	0.01	0.033	0.097
Levi	1.676	4.906	3.786	0.445	0.034	0.134	0.665
Graf	1.058	1.588	1.499	1.967	0.164	0.235	2.649
$(q_{sc}^{moy} - q_{sc}^{min}) / q_{sc}^{moy}, \%$	74	73	64	88	98	74	92
$(q_{sc}^{max} - q_{sc}^{moy}) / q_{sc}^{moy}, \%$	135	196	162	187	207	103	141
$q_{sc}^{max} / q_{sc}^{min}$	9	11	7	24	151	8	30

Valeurs des débits solides évalués par différentes expressions.

choses devant les fonctions de répartition, les tableaux de corrélation ou les matrices des chaînes de Markov.

4. De l'Ouvèze au Mississippi : l'actualité des crues

L'actualité météorologique a été prodigue en crues catastrophiques ces toutes dernières années. Et pas seulement dans les pays de moussons pauvres et surpeuplés. Au printemps 93 le riche Middle West américain a subi les frasques des affluents du Mississippi. En France même, c'est un carambolage de sinistres records, Nîmes, Vaison la Romaine et l'Ouvèze le 18 septembre 1992, Rennes les Bains, Couiza et l'Aude le 22 septembre 1992, la Corse, la Camargue et le Petit Rhône en octobre 1993 suivi d'un triste Noël Vénitien pour la Lorraine et les Ardennes, et de nouveau le Rhône fait ravage en janvier 94. Les crues, cela n'arrive pas qu'aux autres.

Une dizaine de communications [I 15 C à I 24 C] traite de monographies d'événements de crue récents. Sauf pour l'Ouvèze qui rassemble à elle seule quatre rapports particuliers [I 16 C, I 17 C, I 18 C et I 19 C] ce serait dommage de déflorer l'information précise et originale contenue dans les présentations de cas par seulement quelques remarques fugitives, et nous conseillons donc au lecteur la consultation directe, sans le filtre du rapporteur général. Effrayé par les orages diluviens des zones méditerranéennes françaises (Corse, Provence, Roussillon, Aude) il pourra se rendre compte en remontant vers le Nord en passant par l'Indre [I 23 C] jusqu'à la Normandie [I 10 A] que les pluies fines mais persistantes peuvent engendrer des crues inquiétantes.

En ce qui concerne l'événement de Vaison la Romaine et plus largement de la Provence du 22 décembre 1992, nous suggérons qu'un débat entre les différents auteurs concernés puisse mieux éclairer deux points : la formation des concentrations nuageuses, et l'estimation des débits en l'absence de mesures.

5. Modélisation des crues : mythe ou réalité

S'il est un thème sur lequel j'aurais disserté longuement et en profondeur, c'est bien celui là puisqu'il me préoccupe depuis l'année 1958, début de ma thèse pour laquelle je fis usage du premier ordinateur installé dans l'Université toulousaine, un système IBM 650 monstre volumineux archaïque aujourd'hui surclassé par une calculatrice programmable de poche.

Mais les contraintes de délai d'édition ont réduit comme une peau de chagrin le temps disponible et je n'ai pas le coeur à virevolter superficiellement et inutilement au-dessus de toutes ces questions tourbillonnantes dans les crues : approche à une, deux, voire trois dimensions, inertie, effet d'hystérésis, et crues rapides gérées par l'onde cinématique retrouvée dans le ruissellement, boîte noire des modèles ARMA entrouverte pour apercevoir la physique des phénomènes au travers des algorithmes aux différences, interrogations sur la pratique des fonctions de transfert et leurs confrontations avec les modèles conceptuels, discrétisation numérique en différences finies, éléments finis ou par la méthode des flux, couplage de modèle de propagation et d'infiltration généralisant l'échange avec les plaines riveraines inondables, ambiguïté dans l'esti-

mation du transport solide (tab. de mesures de transport solide). Tout cela pour savoir si le progrès dans la volonté d'encager la nature dans un corset info-mathématique est à la mesure des efforts dépensés.

6. Conclusion éphémère

*Ô temps suspend ton vol, et vous fleuves propices
suspendez votre cours
Laissez nous savourer les rapides délices
des beaux rapports les plus courts.*

Hélas la supplique ne peut être entendue. Aussi, bien que j'aie lu attentivement et souvent avec plaisir, chacun des trente et un rapports, que j'aie parfois écrit aux auteurs dont beaucoup ont répondu avec courtoisie à ma soif d'information, il ne m'a pas été possible de lisser sur le papier toutes mes impressions sur tous les sujets abordés.

Comptant sur l'indulgence des auteurs peu cités, je puis les assurer de mes questions attentives lors de la prestation orale.

Bibliographie

- BENAYADA L. — *Construction d'une solution analytique et critique d'algorithmes numériques afférents aux équations de Saint-Venant en vue d'application aux écoulements transitoires à fond mobile*. Thèse Institut National Polytechnique de Toulouse, 1994.
- BOTCHEVA M.M., IONCHEVA V.D. *Applicability of bed load sediment formulas to natural bulgarian rivers flows*, 21 Congress AIRH, 1989.
- COUSSOT P. — *Rhéologie des boues et laves torrentielles, étude de dispersion et suspension concentrée*, Thèse présentée à l'ENPC, Edition Cemagref, 1993.
- FABRET C., THORÉ P., BAYER B., CASTEX L. — *Modèles physiques schématisés pour l'étude de la formation des crues à partir des précipitations et de la propagation de l'onde de crue*, La Houille Blanche, n° 3, 1971, pp. 203-207.
- FOSTER G.B., HUGGINS L.F., MEYER L.D. — *Simulation of overland flow on short field plots*, Water Resources Research, vol. 4, n° 6, 1968, pp. 1179-1188.
- IZZARD C.F. — *Overland Flow Tests*, Bureau of Public Roads, Tabulated Hydrographs, vol. 1-3, n° 6, 1942-1943.
- MORGALI J.R. — *Laminar and turbulent overland flow hydrographs*, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, N° HY2, February 1970, pp. 441-460.
- PIROTTON M. — *Modélisation des discontinuités en écoulement instationnaire à surface libre*, Thèse, Université de Liège, 1994.
- SINGH V.P. and QUIROGA A. — *A dam-break erosion model - I. Formulation*, Department of Civil Engineering, Louisiana State University, Baton Rouge, USA, pp. 1-30.
- SINGH V.P. and QUIROGA A. — *A dam-break erosion model - I. Application*, Department of Civil Engineering, Louisiana State University, Baton Rouge, USA, pp. 1-17.
- SINGH V.P. — *A laboratory investigation of surface runoff*, Journal of Hydrology, Vol. 25, 1975, pp. 187-200.
- SINGH V.P. and WOOLHISER D.A. — *A nonlinear Kinematic Wave Model for Watershed Surface Runoff*, Journal of Hydrology, Vol. 31, 1976, pp. 221-243.

- SMITH A.A. — *A generalized approach to kinematic flood routing*, Journal of Hydrology, Vol. 45, 1980, pp. 71-89.
- THIRRIOT C. — *Modèle mathématique approché de l'érosion de digues ou barrages en terre soumis à submersion*, XVI Congrès AIRH Sao Paulo, Vol. 2, 1975, pp. 133-140.
- THIRRIOT C. — *Le devenir prochain de la pluie : infiltration ou ruissellement*, La Houille Blanche, 4/5, 1980, pp. 259-265.
- THIRRIOT C. et ARNAUD M. — *Leçons et ambiguïté d'une longue série pluviométrique à Toulouse*, J. Rech. Atmos, 19, n° 1, 1985, pp. 25-45.
- THIRRIOT C. — *La proie pour l'ombre ou pourquoi cette superbe ignorance des incertitudes de mesure dans l'ajustement sophistiqué des fonctions de répartition ? Rapport interne*, IMFT, CT 850, mai 1994.
- WOOLHISER D.A. and LIGGETT J.A. — *Unsteady One-Dimensional Flow over a Plane - the rising Hydrograph*, Water Resources Research, vol. 3, n° 3, 1967, pp. 753-771.
- YU Y.S. and Mc NOWN J.S. — *Runoff from impervious surfaces*, Journal of Hydraulic Research, vol. 2, n° 1, 1964, pp. 3-24.
- YU C.C. and HEINRICH J.C. — *Petrov-Galerkin Method for the Time-Dependent Convective Transport Equation*, International Journal for Numerical Methods in Engineering, vol. 23, 1986, pp. 883-901.
- YU J.R. and HSU T.R. — *On the Solution of Diffusion-Convection Equations by the Space-Time Finite Element Method*, International Journal for Numerical Methods in Engineering, vol. 23, 1986, pp. 737-750.
- YU C.C. and HEINRICH J.C. — *Petrov-Galerkin Method for Multidimensional, Time-Dependent, Convective-Diffusion Equations*, International Journal for Numerical Methods in Engineering, vol. 24, 1987, pp. 2201-2215.

Question I « Phénomènes hydrauliques »

Enseignements

Claude Thirriot

Rapporteur

1. Introduction

Comme l'avait annoncé dans son introduction, M. Marbouty, Directeur général adjoint de Météo-France, Président de Séance, la question I a été traitée en deux parties. Une première séance le mercredi matin concernant les phénomènes physiques et la modélisation. La deuxième séance l'après-midi rassemblait les communications faisant appel de manière plus ou moins directe à la statistique.

En complément de séances, deux films ont été projetés fort intéressants filmés en Amérique latine à l'occasion de phénomènes hydrauliques exceptionnels. L'un concernant l'observation des conséquences de la rupture de la digue accidentelle provoquée dans le rio Paute par le glissement de terrain de la Joséfina en Equateur et présenté par le Professeur O. ZEVALLOS de l'Ecole Polytechnique Nationale Equatorienne. L'autre, présenté par M. Francis Richard de la CNR, montrait le passage d'une crue dans la rivière canalisée rio Achumani qui traverse la Paz en Bolivie. Les images vidéo montraient un exemple saisissant d'ondes ou vagues déferlantes ou roulantes (roll waves en anglais).

Si nous insistons en introduction sur ces séquences cinématographiques, c'est parce qu'à notre avis, à cette époque où l'on essaie de tout modéliser de manière informatique, on a besoin plus que jamais de tenir compte le mieux possible de l'observation de la réalité. Et lorsqu'elle est fugitive comme c'est le cas pour les crues et les ruptures de digues, l'enregistrement cinématographique est la meilleure façon de mettre en mémoire cette observation. Il serait d'ailleurs fructueux pour le

monde de l'hydraulique de constituer des archives qui, répertoriées sur un support informatique facile à consulter, permettait aux jeunes hydrauliciens (et aux autres) de ne pas perdre le contact avec la réalité.

Pour ne pas y revenir par la suite, nous mentionnerons déjà les remarques suscitées par les images très intéressantes de ces ondes déferlantes boliviennes. Monsieur COUSSOT et le rapporteur général signalèrent que ce phénomène tout de même peu communément observé était connu depuis longtemps et avait été bien décrit et analysé par J.J. STOKER dans son livre Water Waves paru dans les années cinquante. Monsieur COUSSOT signale en outre qu'il a observé le même phénomène sur des écoulements de mélange boueux mais pour des nombres de Froude bien inférieurs à ceux qui déclenchent l'instabilité dans l'eau en écoulement turbulent (le seuil inférieur est un nombre de Froude égal à 0,25 pour la boue alors qu'on peut montrer théoriquement qu'il est de 2,25 pour l'eau). Monsieur COUSSOT précise d'ailleurs que ce phénomène de vagues déferlantes n'a pas besoin d'une crue pour se produire ; il peut se développer sur les écoulements uniformes pour produire des fronts quasi périodiques qui avancent plus vite que l'écoulement porteur.

Peut-être semblera-t-il que nous ayons un peu trop insisté sur ces événements visuels un peu à la marge des séances de la question I ? Revenons donc au déroulement de la présentation du thème.

La profusion des communications a eu pour conséquence de réduire comme une peau de chagrin le temps alloué à chaque intervenant pour présenter l'essentiel de sa contribution - cinq minutes ! Cela paraissait mission impossible pour les auteurs. Et pourtant de l'avis des audi-

teurs, le pari fut gagné et ce, grâce à la fermeté pleine d'humour du Président de séance M. Marbouty qui sut même ménager quelques minutes de discussions attractives après les exposés des auteurs. En effet, compte tenu de la grande diversité des sujets abordés, les auditeurs ne pouvaient être spécialistes de toutes les questions présentées. Et de longs exposés particuliers risquaient d'user l'attention et l'intérêt de l'auditoire.

Alors que de l'avis de plusieurs personnes au cours de sondages réalisés à l'occasion des pauses, des exposés courts, concis, précis tout en restant marqués de la personnalité de chaque auteur, apportèrent beaucoup et pas seulement du point de vue de la culture générale scientifique et hydraulique mais souvent comme un point de départ à la lecture des rapports imprimés ou à un contact direct avec l'auteur. La brièveté du temps consacré à chaque communication ne permit pas une discussion approfondie et à rebond. Mais certains participants utilisèrent fructueusement la formule des questions écrites que les animateurs de séance essayèrent de rassembler autour de quelques thèmes.

2. La physique et la modélisation

La *planche 1* est la copie d'un document transparent utilisé par le rapporteur dans un souci de synthèse entre quelques communications.

Aussi bien dans le rapport général que dans les questions posées par les participants, revient fréquemment le thème

de l'infiltration, des écoulements hypodermiques et de l'alimentation plus en profondeur de l'écoulement de la nappe en particulier à cause du drainage (communications 15, 16, 17, 18, 127).

Le Professeur OBLED par exemple posa à Madame COSANDEY la question de l'existence éventuellement fugace de zones contributives au ruissellement dues à l'affleurement de nappes saturées éventuellement perchées, ceci étant évidemment lié à l'épaisseur hydraulique du terrain. Ces affleurements peuvent apparaître n'importe où poursuit Charles OBLED même aux sommets des versants. Mais alors s'ils sont assez fréquents, ne devraient-ils pas créer leur propre réseau de drainage déconnecté du réseau du bas-fond. Ainsi donc l'existence de ces réseaux de drainage au sommet montrerait que l'explication proposée par Madame COSANDEY n'est ni exceptionnelle, ni rare.

Cette question est aussi à rapprocher de la communication 16 dont les auteurs étaient absents mais le présentateur a su montrer comment le drainage modifiait fortement le déroulement du phénomène dans le cas de nappes perchées dans des sols peu profonds par exemple de moins d'un mètre.

Si l'on reprend le schéma de la *planche 2* de distinction des différentes échelles spatiales, on doit reconnaître que peu de choses ont été dites à la taille du lysimètre mais beaucoup plus à l'échelle de la parcelle ou du versant comme nous venons de le voir.

En ce qui concerne l'échelle globale du bassin, il faut signaler le cas du bassin expérimental du Real Collobrier qui a été l'occasion de coopération entre de nombreuses

Planche 1

Planche 2

équipes comme s'est plu à le souligner Monsieur GRÉ-SILLON de GRENOBLE (plusieurs équipes universitaires de Montpellier, Aix, Grenoble, le CEMAGREF et encore d'autres organismes).

Le représentant de l'équipe grenobloise a insisté sur la difficulté de l'identification de la fonction de transfert de ce versant expérimental et il a aussi par ailleurs parlé de la formulation possible pour l'écoulement de ruissellement sur des pentes herbacées en appliquant une formule monôme de perte de charge à l'espérance mathématique de la vitesse de déplacement des particules liquides, questions que nous avons rapprochées de celle des écoulements dans les torrents à forte pente où l'eau se faufile entre les rochers.

Des logiciels de traitement informatique utilisés dans les communications I26, I28, I29 et I30, nous ne dirons rien car le temps dont on disposait n'a pas permis de préciser de manière approfondie les spécificités des modèles mathématiques sous-jacents et aucune question à caractère numérique n'a été posée si ce n'est l'interrogation de M. KAPFER sur l'apport d'une discrétisation fine de la pluie (par exemple dans les communications I16, I17 et I27).

3. Promesses et faiblesses du traitement statistique

Il a été répété à plusieurs reprises, que l'évaluation du risque hydrologique dû aux crues, passant par l'estimation des probabilités des événements exceptionnels étaient vues souvent sous l'aspect de temps de retour.

Dans sa question écrite déposée diligemment en cours de séance, Monsieur GILARD s'interroge et nous interroge

sur la part de subjectivité qui reste dans les statistiques. Par exemple, à propos de la communication I23 l'auteur dit que le débit du 22 décembre sur l'Indre étant supérieur aux estimations centenales, cela implique une mauvaise adéquation de la statistique au phénomène observé. Et Monsieur GILARD décèle là comme un rejet inconscient d'accepter que les événements observés puissent être plus rares que les événements centenaux. Il craint que cela puisse entraîner une surestimation des événements fréquents et donc une amplification des mesures de protection à prendre sans qu'il y ait justification objective.

Cela rejoint en un sens la discussion lancée de manière plutôt manichéenne par le rapporteur à propos des horsains aux points extrêmes extérieurs au graphe extrapolé de la fonction de répartition. En effet, des anamorphoses simples peuvent donner l'impression que l'on fait rentrer dans le rang les points indisciplinés pour lesquels on était prêt à admettre l'hypothèse de populations doubles de crue. Monsieur DUJARDIN qui avait lui-même appliqué une anamorphose en $\sqrt{Q}$, intervint dans la discussion pour inciter à la prudence et aux essais multiples d'ajustement avant de décider des estimations des périodes de retour ou des risques.

Toujours dans une perspective statistique mais à propos des pluies, Monsieur BOCQUÉE de l'Observatoire Réunionnais de l'Eau demande s'il ne serait pas mieux pour estimer les pluies génératrices d'une crue d'utiliser des courbes IDF synthétiques régionales peut-être plus adaptées que l'information provenant d'une étude locale. De nombreuses autres interventions intéressantes et parfois passionnées sont venues enrichir le débat sur hydrologie et statistique mais n'ont pas donné malheureusement de traces écrites de la part de leurs auteurs.

4. Conclusions

Comment éviter un catalogue face à l'ensemble des suggestions, remarques et perspectives de recherche ? Nous essaierons de les classer par rapport à trois points de vue : l'effet anthropique, la synthèse de connaissance, la relation entre la météorologie et l'hydrologie.

4.1. L'influence de l'homme

Monsieur ODIER du Ministère de l'Environnement se demande comment expliquer que la ville d'Hirson ait été inondée par la crue de l'Oise sinon à cause des conséquences des modifications des pratiques culturales, prairies remplacées par le maïs. Situation aussi dénoncée par M. Francis DÉGARDIN qui s'interroge aussi sur les effets lointains du drainage éliminant le stockage en fond de vallon.

L'homme est aussi concerné par la question posée par Monsieur GILARD qui demande comment la Société peut prendre en compte des événements exceptionnels et leur faire face.

On pourrait alors aussi glisser à la question des séquelles de subjectivité qui restent dans l'estimation des probabilités de ces événements extrêmes par extrapolation des fonctions de répartition.

La communauté scientifique présente semble penser qu'une réponse française serait la confortation de la méthode du gradex proposée par Messieurs GUILLOT et DUBAND qui allie appréhension de la pluie et du débit et qui pourrait peut-être catalyser aussi les recherches sur les distributions statistiques à deux paramètres tels que débit maximal et volume de pluie ou volume écoulé.

4.2. L'effort de synthèse

Il est déjà inscrit dans la suggestion précédente d'une étude concertée nationale sur le gradex.

Il apparaît aussi dans la coopération qui a eu lieu pour la reconstitution de l'événement du 22 septembre à Vaison-

la-Romaine. Et M. GILARD s'est plu à souligner la concordance des estimations des débits extrêmes faites par plusieurs équipes.

Mais on peut être encore plus ambitieux et viser par exemple à une étude systématique des échelles de temps caractéristiques aussi bien au vu des observations que dans l'exploitation des modèles. Ayant en vue la question difficile de la similitude hydrologique, on peut aussi réfléchir sur le nombre de paramètres nécessaires pour ranger les crues observées de manière floue en vue d'aboutir à une synthèse dans un hyperespace de l'ensemble des événements observés.

Dans ce but, on voit l'importance de préserver le patrimoine des mesures et observations et de la possibilité de son accès aisé, rapide et économique à tous les chercheurs en hydrologie. Et ce souci de la photographie de la nature par la mesure est d'autant plus important que l'on glisse au tout informatique de la réalité virtuelle, dernière coqueluche des congrès.

La mesure exige effort et vigilance de la part et de la communauté scientifique et des décideurs politiques et financiers par exemple pour assurer la pérennité des réseaux d'observation.

4.3. La relation entre la météorologie et l'hydrologie

C'est une évidence pour tous : la crue naît de la pluie. Un lien qui s'affirme de plus en plus fort est la mesure radar et avec plusieurs participants, depuis longtemps déjà nous avons proposé d'essayer de cerner directement la fonction de transfert allant de l'image radar saisie intégrale de la précipitation au débit à l'exutoire. Fonction de transfert qui ne pourra cependant pas nier l'effet des non linéarités dû à la composition des sous-bassins face à l'hétérogénéité de la pluie. Mais là encore, comme le dit M. Marbouty dans ses conclusions, un dialogue franc et constructif entre météorologues et hydrologues est plus que souhaitable, il est nécessaire. Et ce pourrait être une tâche prochaine de la SHF que de catalyser ce dialogue.

Le Rhône à Pont-St-Espirit, 10 octobre 1993.