

# Formation des crues «cévenoles» dans des bassins élémentaires du Mont Lozère

## Flood generation conditions in the Cevennes (southern part of french «Massif Central»)

C. Cosandey

Volume 7, Number 4, 1994

URI: <https://id.erudit.org/iderudit/705207ar>

DOI: <https://doi.org/10.7202/705207ar>

[See table of contents](#)

Publisher(s)

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

ISSN

0992-7158 (print)

1718-8598 (digital)

[Explore this journal](#)

Cite this article

Cosandey, C. (1994). Formation des crues «cévenoles» dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science*, 7(4), 377–393. <https://doi.org/10.7202/705207ar>

### Article abstract

The southern and western edges of the French « Massif Central » are frequently subject to very high floods, known as « crues cévenoles ». They mainly occur during Autumn, and they are characterized by particularly sudden and high flows. Genesis conditions for these types of floods have been studied in a small experimental basin located on Mont Lozère.

The Latte River basin (20 ha) is located between 1200 and 1400 m above sea level. Bedrock is granite, covered with sandy, weakly weathered soil, ranging in depth from 0 to 1 m, generally thinner on the upper part of the slopes. Infiltration capacity is very high, generally over  $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  (and locally more than  $135 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), as indicated by rainfall simulation (COSANDEY *et al.*, 1990). The basin was previously covered with a 70 year old spruce forest but the forest was cut down between 1987 and 1990, without evident effects on flood genesis conditions (COSANDEY and BERNARD-ALLEE, 1992; COSANDEY, 1993).

Rainfall is recorded by a network of three pluviographs. Facing the rainy winds coming from the Mediterranean sea, the basin receives about 1900 mm of annual rainfall; large storm events, particularly in Autumn, can produce more than 400 mm of rain (e.g., in November 1986) with very high intensities (about  $60$  to  $90 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  during half an hour one time every year; an intensity of  $170 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  was observed during half an hour during an exceptional rainfall event of 22 September 1992). A V-notch weir was built at the outlet of the catchment, and the discharge measured using a hydrograph. During « cévenoles floods » discharge can reach  $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Initial observations showed that the rising of the flood waters is always sudden and rapid, suggesting the existence of a threshold above which the flood can occur. Previous studies have shown that this threshold is not simply related to the amount of rain. For example in November 1986 discharge remained very low, after more than 110 mm rain (fig.3). In another case, in October 1987, 36 mm was sufficient to initiate flooding (COSANDEY, 1993a). In fact this threshold depends on the total water storage within the basin; it can be calculated as the sum of potential maximum values of both the soil and ground water content and is equivalent to 270 mm (COSANDEY and DIDON-LESCOT, 1990). Flood generation processes include the following:

The high infiltration capacity of soils does not allow the formation of Hortonian runoff, despite high intensities of rainfall. Rapid flow can occur only in conformity with the « saturated contributing areas » theory (DUNNE and BLACK, 1970). But here saturation begins on the upper part of the slopes where the soils are thinner; runoff which occurs does not reach the stream because it can infiltrate downslope, where the soils are thicker. Saturated surfaces progressively extend downslope; from the moment where the saturated zones join the stream, runoff can contribute to rapid flow. At this moment, flood waters arise suddenly; Figure 4 shows the different steps of the extension of the saturated areas within the basin, and the model of streamflow generation:

- When it does not rain, the water table is drained by the stream.
- A small amount of rain can be sufficient to make the water table arise in the bottom of the valley; this saturated area becomes a source of rapid flooding, but the volumes remain very small.
- If the rain continues, new saturated areas occur where the soil is thinner, mainly upslope. But runoff generated on these areas infiltrates downslope; this runoff may cause a rise in water level and an extension of saturated surfaces, but it cannot join directly to the stream, and it does not contribute to rapid flow. Discharge remains very low.
- If the rain persists, saturated areas extend downslope, and finally join the saturated areas in the bottom of the valley. From this moment infiltration is impossible, and runoff generated by the whole slope contributes to the rapid flow directly or as piston-flow. The flood starts to form and increases rapidly; discharge becomes very high.

This model allows us to understand why, when floods begin, they are immediately important if rainfall continues.

This hydrological pattern has produced about 10 « crues cévenoles » during the studied period (1981-1992), with flood peaks around  $300\text{--}500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $1300$  to  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). During the particularly high intensity event of 22 September 1992, the peak flood reached  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $7.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). The question is to assess if hydrological processes able to produce such a discharge are the same as those described here, and if the hypothesis of a threshold can be well verified.

When the rain began on 21 September at 6 pm, the basin was under very dry conditions. The second part of August and September had been dry. Soil water content was quite low (about 9 mm) and the base flow discharge,  $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , indicates, according to Maillerlaw (ROCHE, 1967) a groundwater storage of about 5 mm (COSANDEY, 1993a); 256 mm of rain would be needed to reach the threshold of 270 mm. From Monday, 6 pm to Tuesday, 4:20 am the amount of rain was about 140 mm with medium intensities. Discharge remained very low (fig. 5; COSANDEY 1993b). Total soil water content within the basin was about 162 mm. Intensities then became very important, with 65 mm rain in half an hour. A flood occurred, with only a small peak ( $170 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) despite the high value of rainfall intensities. The water storage was about 227 mm, and the threshold had not been reached. The discharge decreased from the moment that rainfall intensities became lower.

About 40 mm of rain were needed to reach the threshold, and this was exceeded at 5:52 am. A rainfall event with similar characteristics (65 mm in half an hour) then produced a peak flood estimated at  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , seven times higher than previously reported. Rainfall stopped quickly, and the flow decrease was rapid. Nevertheless a small rainfall event of 10 mm over 15 min was sufficient to produce a peak of  $334 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . This particularly high rainfall event demonstrated that, despite very high intensities, no important flood can occur when the basin is not completely saturated and the total water content is less than 270 mm.

It is important to note that this hydrological pattern concerns a very small (20 ha) first-order basin. Flood genesis conditions are very different downstream, mainly due to the combination of tributary floods.

## Formation des crues « cévenoles » dans des bassins élémentaires du Mont Lozère

Flood generation conditions in the Cevennes  
(southern part of french « Massif Central »)

C. COSANDEY<sup>1</sup>

Reçu le 11 octobre 1993, accepté le 7 juillet 1994\*.

### SUMMARY

The southern and western edges of the French « Massif Central » are frequently subject to very high floods, known as « crues cévenoles ». They mainly occur during Autumn, and they are characterized by particularly sudden and high flows. Genesis conditions for these types of floods have been studied in a small experimental basin located on Mont Lozère.

The Latte River basin (20 ha) is located between 1200 and 1400 m above sea level. Bedrock is granite, covered with sandy, weakly weathered soil, ranging in depth from 0 to 1 m, generally thinner on the upper part of the slopes. Infiltration capacity is very high, generally over  $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  (and locally more than  $135 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ), as indicate by rainfall simulation (COSANDEY *et al.*, 1990). The basin was previously covered with a 70 year old spruce forest, but the forest was cut down between 1987 and 1990, without evident effects on flood genesis conditions (COSANDEY and BERNARD-ALLEE, 1992; COSANDEY, 1993).

Rainfall is recorded by a network of three pluviographs. Facing the rainy winds coming from the Mediterranean sea, the basin receives about 1900 mm of annual rainfall; large storm events, particularly in Autumn, can produce more than 400 mm of rain (e.g., in November 1986) with very high intensities (about 60 to  $90 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  during half an hour one time every year; an intensity of  $170 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  was observed during half an hour during an exceptional rainfall event of 22 September 1992). A V-notch weir was built at the outlet of the catchment, and the discharge measured using a hydrograph. During « cévenoles floods » discharge can reach  $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ .

Initial observations showed that the rising of the flood waters is always sudden and rapid, suggesting the existence of a threshold above which the flood can occur. Previous studies have shown that this threshold is not simply related to

1. Laboratoire de Géographie physique « Pierre Birot », CNRS, 1 pl. A. Briand, 92195, Meudon Cedex (France). Tél. (1) 45.07.55.78. Fax : (1) 45.07.58.30.

\* Les commentaires seront reçus jusqu'au 31 juillet 1995.

the amount of rain. For example, in November 1986 discharge remained very slow, after more than 110 mm rain (fig. 3). In another case, in October 1987, 36 mm was sufficient to initiate flooding (COSANDEY, 1993a). In fact this threshold depends on the total water storage within the basin; it can be calculated as the sum of potential maximum values of both the soil and ground water content and is equivalent to 270 mm (COSANDEY and DIDON-LESCOT, 1990). Flood generation processes include the following:

The high infiltration capacity of soils does not allow the formation of Hortonian runoff, despite high intensities of rainfall. Rapid flow can occur only in conformity with the « saturated contributing areas » theory (DUNNE and BLACK, 1970). But here saturation begins on the upper part of the slopes where the soils are thinner; runoff which occurs does not reach the stream because it can infiltrate downslope, where the soils are thicker. Saturated surfaces progressively extend downslope; from the moment where the saturated zones join the stream, runoff can contribute to rapid flow. At this moment, flood waters arise suddenly. Figure 4 shows the different steps of the extension of the saturated areas within the basin, and the model of streamflow generation:

- When it does not rain, the water table is drained by the stream.
- A small amount of rain can be sufficient to make the water table arise in the bottom of the valley; this saturated area becomes a source of rapid flooding, but the volumes remain very small.
- If the rain continues, new saturated areas occur where the soil is thinner, mainly upslope. But runoff generated on these areas infiltrates downslope; this runoff may cause a rise in water level and an extension of saturated surfaces, but it cannot join directly to the stream, and it does not contribute to rapid flow. Discharge remains very low.
- If the rain persists, saturated areas extend downslope, and finally join the saturated areas in the bottom of the valley. From this moment infiltration is impossible, and runoff generated by the whole slope contributes to the rapid flow directly or as piston-flow. The flood starts to form and increases rapidly; discharge becomes very high.

This model allows us to understand why, when floods begin, they are immediately important if rainfall continues.

This hydrological pattern has produced about 10 « crues cévenoles » during the studied period (1981-1992), with flood peaks around  $300-500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $1300$  to  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ). During the particularly high intensity event of 22 September 1992, the peak flood reached  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $7.5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ ). The question is to assess if hydrological processes able to produce such a discharge are the same as those described here, and if the hypothesis of a threshold can be well verified.

When the rain began on 21 September at 6 pm, the basin was under very dry conditions. The second part of August and September had been dry. Soil water content was quite low (about 9 mm) and the base flow discharge,  $5 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , indicates, according to Maillet's law (ROCHE, 1967) a groundwater storage of about 5 mm (COSANDEY, 1993a); 256 mm of rain would be needed to reach the threshold of 270 mm. From Monday, 6 pm to Tuesday, 4:20 am the amount of rain was about 140 mm with medium intensities. Discharge remained very low (fig. 5; COSANDEY 1993b). Total soil water content within the basin was about 162 mm. Intensities then became very important, with 65 mm rain in half an hour. A flood occurred, with only a small peak ( $170 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ) despite the high value of rainfall intensities. The water storage was about 227 mm, and the threshold had not been reached. The discharge decreased from the moment that rainfall intensities became lower.

About 40 mm of rain were needed to reach the threshold, and this was exceeded at 5:52 am. A rainfall event with similar characteristics (65 mm in half an hour) then produced a peak flood estimated at  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^{-2}$ , seven times higher

than previously reported. Rainfall stopped quickly, and the flow decrease was rapid. Nevertheless a small rainfall event of 10 mm over 15 min was sufficient to produce a peak of  $3341 \cdot s^{-1}$ . This particularly high rainfall event demonstrated that, despite very high intensities, no important flood can occur when the basin is not completely saturated and the total water content is less than 270 mm.

It is important to note that this hydrological pattern concerns a very small (20 ha) first-order basin. Flood genesis conditions are very different downstream, mainly due to the combination of tributary floods.

*Key-words* : flood genesis processes, high floods, Massif Central, Cévennes, saturated contributing areas.

## RÉSUMÉ

Les théories classiques concernant les processus générateurs des écoulements rapides permettent mal d'expliquer la soudaineté de la montée de crue dans des petits bassins versants élémentaires, situés sur le versant sud du Mont Lozère (sud du Massif Central, France).

Des études portant sur les conditions de genèse de ces crues « cévenoles » ont montré les conditions particulières d'apparition de tels événements : dans ces milieux de moyenne montagne granitique méditerranéenne, les formations superficielles sont peu épaisses et très filtrantes et les abats d'eau considérables ; les surfaces saturées, seules capables de générer un ruissellement important, progressent, contrairement à ce qui s'observe habituellement, d'amont en aval des versants ; ce type de fonctionnement empêche dans un premier temps toute arrivée d'eau jusqu'au drain principal et ce n'est que lorsque, de proche en proche, l'ensemble du bassin est quasi saturé que la crue se déclenche, entraînant immédiatement des débits importants.

Ce modèle de fonctionnement hydrologique se vérifie bien lors de la crue du 22 septembre 1992, responsable de nombreux dégâts et de pertes en vies humaines dans le sud de la France.

*Mots clés* : processus de genèse des crues, aires contributives saturées, crues « cévenoles »..

## 1 - INTRODUCTION

Sur le Mont Lozère, comme sur l'ensemble des Cévennes méridionales, les montées de crues sont soudaines et brutales, pouvant provoquer des dégâts considérables. Ces types de crues, dites « cévenoles », « se définissent avec précision dans l'espace et le temps. Leur domaine est le rebord oriental du Massif Central, depuis le Vivarais jusqu'aux Cévennes, c'est-à-dire y compris l'Aigoual ; et les plus violents d'entre ces phénomènes surviennent entre le début de septembre et la fin d'octobre » selon PARDE et de BEAUREGARD (1959). Elle peuvent toutefois se produire plus tardivement, exceptionnellement jusqu'aux premiers jours de décembre, comme par exemple en 1989.

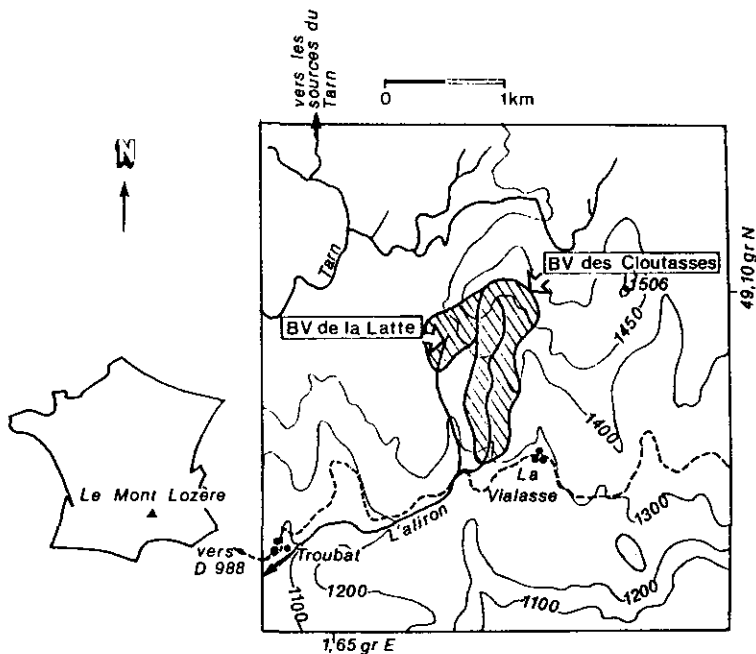
Des études menées dans de petits bassins versants expérimentaux, situés sur le versant Sud du Mont Lozère – directement exposé aux flux atmosphériques chargés d'humidité en provenance de la Méditerranée – ont pour objectif d'identifier les processus responsables de la brutalité de ces crues, et d'en connaître les conditions d'apparition. Le plan de l'étude est le suivant :

Dans un premier temps, les observations de terrain permettent de comprendre les processus responsables des écoulements de crues ; il est alors possible, dans un deuxième temps, de proposer un modèle de fonctionnement hydrologique qui rende compte de la soudaineté de la montée de crue, et de l'importance des volumes écoulés.

Ce modèle est ensuite testé sur les écoulements de la crue du 22 septembre 1992, celle-là même qui fit en d'autres lieux plus de 40 victimes.

## 2 – LES BASSINS VERSANTS DU MONT LOZÈRE : MILIEU PHYSIQUE ET DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

Les bassins versants du Mont Lozère, équipés en 1981 et suivis depuis, sont situés dans le sud du Massif central, à une altitude variant de 1 260 à 1 387 m (fig. 1).



**Figure 1** Localisation des bassins versants du Mont Lozère.  
*Location of the research catchment.*

Le granite, dit « du Pont de Montvert » considéré comme homogène constitue la roche-mère. Il est recouvert par des sols minces de type ranker ou bruns ocreux humifères, dont l'épaisseur est irrégulière. Particulièrement faible en haut de versant, ou la roche en place affleure sous forme de boules ou de tors, cette épaisseur augmente irrégulièrement d'amont en aval, pouvant localement dépasser un mètre dans les dépressions de fond de vallon. Ces sols sont développés à partir d'une arène elle-même généralement peu profonde, et la capacité de stockage de l'ensemble des formations superficielle est limitée (DURAND, 1989). La texture en est grossière (Sable grossier 50 à 60 % ; sable fin 14 à 16 % ; limon 20 % ; argile 2 % ; BOUDJEMLINE, 1987) ce qui les rend particulièrement filtrants. Des campagnes de simulation de pluie ont montré des vitesses d'infiltration toujours supérieures à  $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ , lorsque la végétation n'était pas dégradée et le sol convenablement protégé (BOUDJEMLINE, 1987 ; COSANDEY *et al.*, 1990).

La pluviosité annuelle est élevée, variant pour la période d'étude de 1 418 à 2 240 mm. À ces pluies abondantes s'ajoute le fait que la hauteur totale des précipitations au cours d'un même épisode pluvieux peut être considérable : il a été relevé, par exemple, plus de 400 mm en 48 h entre le 6 et le 8 novembre 1982, et 389 mm du 13 au 15 novembre 1986. Enfin, les intensités peuvent être très fortes, surtout au cours d'orages d'été :  $78 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  pendant 1/2 heure le 30 juillet 1982, au cours d'une précipitation totale de 127 mm ;  $90 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  pendant une demi-heure également, le 18 juillet 1985 ; 90 mm en 3 heures en juillet 1990 ; enfin 155 mm, dont 110 en 7 heures le 23 août 1985. Il est toutefois à noter que ces intensités, pourtant déjà remarquables, sont bien inférieures à celles qui se sont produites le 22 septembre 1992 : 130 et  $144 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  pendant 1/2 heure.

Le bassin de la Latte, plus particulièrement étudié ici, présente une superficie de 19,5 ha. Initialement occupé par une forêt d'épicéas, il a été coupé à blanc et replanté entre 1987 et 1990, sans que les conditions d'apparition des crues « cévenoles » paraissent modifiées (BERNARD-ALLEE, VALADAS *et al.*, 1991 ; COSANDEY et BERNARD-ALLEE, 1992 ; COSANDEY, 1993a). Un bassin contigu, celui des Cloutasses, d'une surface de 81 ha, est recouvert d'une pelouse localement surpâturée.

Les bassins sont équipés d'un seuil de jaugeage avec un déversoir en V permettant une mesure fine des débits jusqu'à  $143 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ; les valeurs supérieures sont déduites d'un modèle hydraulique basé sur les mesures du profil en travers (ANDRE *et al.*, 1972) pour le bassin de la Latte, alors qu'il existe des jaugeages allant jusqu'à  $500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  environ pour les Cloutasses.

Les précipitations sont recueillies dans 3 pluviographes situés dans et autour du bassin, dont les enregistrements sont corrigés par des contrôles « au seau » et par les données de trois tubes à neige, qui permettent les calculs de bilans annuels (fig. 2) :

L'équipement de la station de recherche comprend en outre une station météorologique ( $T^\circ$ , insolation, humidité, vent), qui permet les calculs d'ETP et donc l'estimation de l'état de la réserve hydrique, ainsi que trois autres stations de jaugeage, l'une d'entre elles pour un bassin en hêtraie, et les deux autres délimitant des sous bassins.

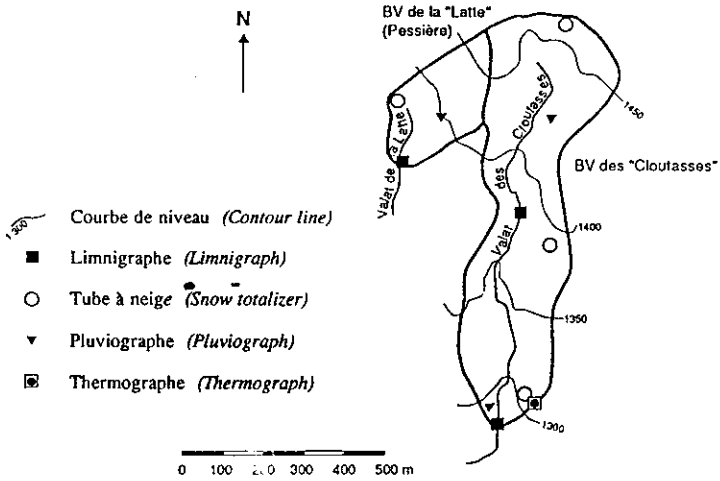


Figure 2 Dispositif expérimental et équipement.  
*Experimental setup.*

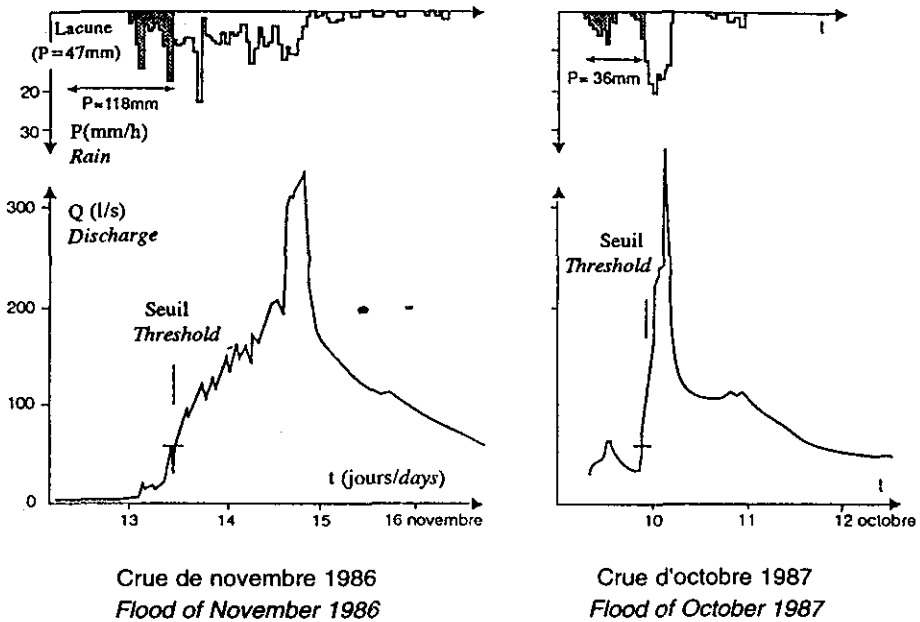
### 3 – FONCTIONNEMENT HYDROLOGIQUE ET FORMATION DES ÉCOULEMENTS DE CRUE

#### 3.1 Observations de terrain

La soudaineté de la montée de crue est une des caractéristiques marquantes de l'hydrologie de ces petits bassins de moyenne montagne méditerranéenne. Par ailleurs, la hauteur de précipitation n'est pas un facteur déterminant pour l'amorce de la crue, et les débits peuvent demeurer très faibles pendant longtemps, en dépit de précipitations importantes : les crues de novembre 1986 et d'octobre 1987 donnent un exemple de ces fonctionnements hydrologiques (*fig. 3*) :

Le 13 novembre 1986, il tombe 118 mm avant que le débit de  $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , considéré comme le début de crue, ne soit atteint : en dépit de pluies déjà abondantes, les écoulements demeurent très faibles pendant toute cette période. En contrepartie, le 10 octobre 1987, il aura suffit de 36 mm de pluie, il est vrai dans des conditions d'humidité du bassin complètement différentes, pour que la crue s'amorce.

Une fois démarrée, la montée de crue est importante et continue, même si les intensités sont faibles comme ce fût le cas en novembre 1986 ( $< 10 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  le plus souvent). Si les intensités sont plus fortes, ce qui est fréquent, la montée de crue est très rapide, passant par exemple le 10 octobre 1987 de quelques  $\text{l} \cdot \text{s}^{-1}$  à près de  $400 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $2 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{km}^2$ ) en 6 heures.



**Figure 3** Deux cas de « crues cévenoles ».  
Two example of « Cévenoles floods ».

L'effet retard, comme la soudaineté et la rapidité de la montée de crue, se retrouvent pour tous les crues cévenoles s'étant produites entre 1981 et 1992, aussi bien dans le bassin de la Latte, à l'origine occupé par une pessière coupée au cours de la période d'étude, que dans celui des Cloutasses, en pelouse (soit une vingtaine de cas).

La question est de savoir si les modèles classiques de formation des crues s'appliquent dans ces petits bassins de moyenne montagne méditerranéenne, ou bien s'il s'agit de processus originaux qu'il faudra alors d'identifier. L'étude peut être menée en deux phases successives :

- Lors d'une première phase, Il va s'agir d'identifier les processus capables de produire un ruissellement, c'est-à-dire une circulation d'eau sur les versants de ces petits bassins.

- Lors de la phase suivante, Il s'agira de comprendre dans quelle mesure, et comment, ce ruissellement contribue à l'écoulement rapide de crue.

### 3.2 Formation du ruissellement

Il est généralement admis que les processus susceptibles de générer un ruissellement peuvent être schématiquement rapportés, selon les auteurs, à deux ou trois types principaux (BURT, 1989 ; COSANDEY, 1990 ; FRITSCH, 1992). Ces différents types se combinent avec des importances relatives très différentes dans les bassins du Lozère :



• Historiquement, le premier type de processus considéré comme responsable de la formation du ruissellement a été décrit par HORTON (1933). Cet auteur attribuait le ruissellement à des précipitations d'intensité supérieure à la capacité d'infiltration des sols, cette capacité d'infiltration étant considérée comme ayant une valeur décroissante au cours d'une pluie et tendant vers une valeur limite définie par la conductivité hydraulique à saturation (FRITSCH, 1992 ; GRESILLON, 1994) ; il serait facile, alors, de connaître cette valeur limite par des mesures de terrain, et donc de modéliser le ruissellement (WARD et ROBINSON, 1990). Sur le Lozère, la grande perméabilité des formations superficielles, attestée lors de simulations de pluie (BOUDJEMLINE, 1987 ; COSANDEY *et al.*, 1990) ne permet pas de retenir l'hypothèse d'un fonctionnement de type « Hortonien », malgré les fortes intensités des précipitations. On l'a vu, la perméabilité mesurée après stabilisation de l'infiltration est presque toujours supérieure à  $70 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  (sauf pour des sites de ravine, particulièrement dégradés) ; sur une pelouse en bon état, il ne se produit même aucun ruissellement après une pluie simulée de 450 mm en 3 heures et demie. Tout au plus, peut-on penser que certains chemins particulièrement tassés peuvent présenter une perméabilité réduite, mais il ne s'agit que de très petites surfaces.

• Des travaux plus récents, principalement menés par des pédologues (BOIFFIN, 1984), ont conduit à nuancer la théorie de Horton, en insistant sur la grande variabilité des vitesses d'infiltration dans le temps et dans l'espace, en fonction du développement complexe et progressif d'« organisations pelliculaires superficielles », ou « OPS » (VALENTIN, 1985). Ces chercheurs ont mis en évidence le fait que la capacité d'infiltration de la surface du sol est susceptible non seulement de se modifier très rapidement au cours même d'une averse, ce qui ne serait pas en contradiction avec la théorie de HORTON, mais aussi de *garder mémoire* de cette modification. Il peut être intéressant de distinguer ce processus de formation du ruissellement du type « hortonien » *sensu stricto*, dans la mesure où l'infiltration ainsi définie est à la fois variable d'un événement pluvieux à l'autre, et très dépendante du taux de protection de la surface du sol. En effet, ce ruissellement ne peut se former que sur des sols nus ou mal protégés par la végétation. Or ce type de sols n'occupe guère d'espace dans les bassins étudiés, même après la coupe forestière (les résidus de coupe ont été laissés sur place, et la reprise de la végétation a été très rapide). Par conséquent, ce processus, s'il peut expliquer certaines crues d'été, notamment dans le bassin des Cloutasses plus dégradé (COSANDEY, 1993a), n'est certainement pas capable de provoquer les débits qui s'observent lors des « crues cévenoles ».

• Le troisième type de ruissellement généralement identifié est celui qui se produit sur des surfaces imperméables parce que saturées. Mis en évidence par CAPPUS (1960) dans des bassins granitiques du Massif Central, il a été ultérieurement décrit par DUNNE et BLACK (1970) sur la côte N.E. des Etats-Unis. Ce ruissellement est lié à l'affleurement d'une nappe, le plus souvent en fond de vallon. L'extension des surfaces saturées est progressive au fur et à mesure de l'alimentation de la nappe par les pluies, et se produit généralement de l'aval vers l'amont des versants (DUNNE et BLACK, 1970 ; COSANDEY, 1984 ; MEROT, 1988). C'est ce type de ruissellement qui prédomine largement dans les bassins du Mont Lozère, mais dans des conditions et selon des modalités différentes selon qu'il se forme dans le fond du talweg ou sur les versants :

– En fond de vallon, un ruissellement de type « surfaces contributives saturées » s'observe classiquement lorsque la nappe de talweg affleure sous l'effet des pluies, ce qui est rapide étant donné la présence le long des cours d'eau de pseudo-tourbières presque toujours saturées. L'extension de ces surfaces est progressive au fur et à mesure de l'alimentation de la nappe par les pluies, cependant vite limité, dans le cas étudié ici, par la géomorphologie des bas-fonds. Ce type de ruissellement, responsable des « petites crues » qui se produisent dans la situation 2 de la figure 4, n'est pas capable de générer des crues importantes, ni *a fortiori* d'expliquer la rapidité des montées de crue.

– Sur les versants, un ruissellement peut s'observer localement, alors même qu'il ne se produit qu'un écoulement très faible dans le cours d'eau. Ce ruissellement est également du type « surfaces saturées » ; il est lié à l'apparition de nappes perchées très localisées, qui se forment là où les formations superficielles sont les plus minces, principalement en haut de versants. Mais, contrairement à ce qui se passe en fond de vallon, ce ruissellement de haut de versant ne participe pas à l'écoulement rapide ; il s'infiltré en contrebas, où les sols plus épais sont encore capables d'emmagasiner de l'eau. Un tel ruissellement n'atteint donc pas le drain principal et n'alimente pas la crue.

### 3.3 Du ruissellement sur les versants aux écoulements de crue

Les concepts précédents ont permis de savoir selon quels processus le ruissellement pouvait se former sur les versants. Ils ne permettaient toutefois pas de comprendre comment se déclenchent les montées de crue.

Celles-ci se produisent lorsque, de proche en proche, les surfaces ruisse-lantes se développent jusqu'en bas des versants, qu'elles rejoignent la nappe de fond de vallon et qu'il n'y a plus de zone-tampon capable d'absorber le ruissellement venant de l'amont. Celui-ci atteint alors rapidement le drain principal : *c'est tout à coup l'ensemble du versant, de l'amont à l'aval*, qui se met à alimenter l'écoulement de crue, soit par ruissellement direct, soit par effet-piston. D'où la montée très rapide des eaux à partir de ce moment, qui correspond à *un état de saturation totale du bassin* : ainsi s'explique l'effet de seuil observé lors du démarrage des crues. Ce seuil, on l'a vu, n'est pas en relation simple avec la hauteur de précipitation, mais correspond à un état donné du stock hydrique du bassin, celui-là même qui représente la quantité maximum d'eau que peuvent retenir l'ensemble des formations superficielles. Sa valeur est égale à la somme des valeurs maxima possibles de la réserve hydrique (capable d'alimenter en eau la végétation en période de déficit hydrique) et de la réserve hydrologique (qui assure l'écoulement de base). Elle peut être calculée de la manière suivante (COSANDEY et DIDON-LESCOT, 1990) :

– Pour ce qui est de la réserve hydrique, la capacité de rétention et l'épaisseur moyenne des sols conduisent à l'estimer comme étant de l'ordre de 100 mm (DURAND, 1989).

– Pour ce qui est de la réserve hydrologique, le mode de calcul est le suivant : lorsque, sur les courbes de décrues, s'observe la cassure correspondant au passage d'un écoulement rapide à un écoulement plus lent (« de base ») le débit est d'environ  $60 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ; ce qui témoigne, d'après l'intégration des courbes de décrue, d'une réserve hydrologique de 170 mm (COSANDEY, 1993a).

La somme de ces deux réserves conduit à estimer le seuil comme équivalent à une lame d'eau de l'ordre de 270 mm dans le bassin de la Latte. Il est un peu plus faible (230 mm ; COSANDEY, 1993a) dans le bassin des Cloutasses dont les épaisseurs d'altérites sont moindres.

Il est bien évident que la précision apparente des chiffres ne doit pas faire illusion. Il s'agit là d'ordres de grandeur, qui permettent de rendre compte de processus hydrologiques, mais en aucun cas de valeurs rigoureuses.

À partir de ces différentes observations, la formation des écoulements de crue peut être représentée ainsi (fig. 4).

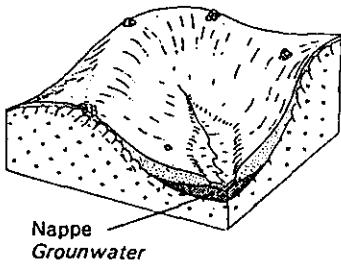
La figure 4 lève la contradiction entre des écoulements de crue générés par des « surfaces saturées » – dont l'*extension* dans l'espace est progressive, mais dont la *contribution* à l'écoulement rapide peut être soudaine, témoignant d'un effet de seuil. Il est alors permis de comprendre pourquoi les crues sont aussi soudaines, et comment elles peuvent être aussi abondantes, puisqu'une fois le seuil dépassé, toute l'eau précipitée participe à l'écoulement de crue.

Ce fonctionnement hydrologique, tel qu'il vient d'être décrit, a produit au cours des dix années précédentes une dizaine de crues « cévenoles » dans chacun des bassins, dont les débits de pointe ont varié de 300 à 500 l · s<sup>-1</sup> à la Latte, soit trois fois moins que ceux de la crue du 22 septembre 1992 (1 500 l · s<sup>-1</sup>). D'après de toutes premières observations le rapport est du même ordre pour le bassin contigu des Cloutasses (DIDON-LESCOT, communication orale). La question qui se pose est alors de savoir si ces écoulements tellement exceptionnels procèdent du même modèle de fonctionnement hydrologique, ou bien s'il faut faire appel à des processus différents de ceux observés jusqu' alors.

## 4 – LA CRUE DU 22 SEPTEMBRE DANS LE BASSIN DE LA LATTE

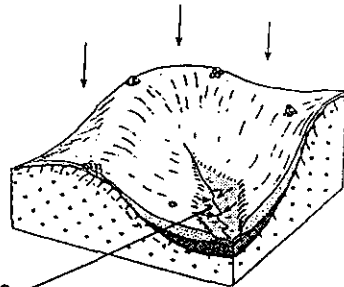
### 4.1 Pluie et écoulements

Le lundi 21 septembre à 18 heures, la pluie commence de tomber sur le Mont Lozère. À ce moment là, le bassin très sec : si le début du mois d'Août a été plutôt arrosé, avec 69 mm pendant la première semaine, il n'est tombé qu'une soixantaine de mm dans le mois et demi suivant, et les réserves sont presque totalement épuisées : le débit de base est de 0,5 l · s<sup>-1</sup>, témoignant selon la loi de Maillet (ROCHE, 1967) d'une réserve hydrologique de l'ordre de 5 mm (COSANDEY, 1993 a) et la réserve hydrique ne vaut guère mieux (9 mm), ce qui est normal en cette saison étant donné sa faible valeur maximum ( de l'ordre de 100 mm).

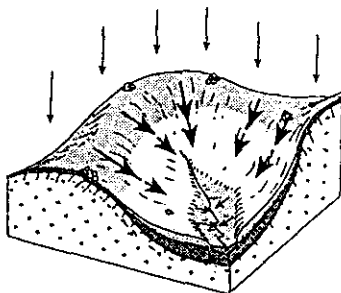


Lorsqu'il ne pleut pas, la nappe de fond de vallon est drainée par le cours d'eau qu'elle alimente.

Une faible quantité de pluie peut suffire à faire affleurer la nappe en fond de vallon : l'écoulement rapide se forme à partir des précipitations sur cette surface saturée.



Surfaces saturées  
Saturated areas



Si la pluie continue, des volumes saturés apparaissent là où les sols sont les plus minces, en haut de versant. Mais l'eau qui y ruisselle s'infiltré immédiatement en aval ; si elle contribue à l'alimentation de la nappe et à l'extention des surfaces saturées, elle ne contribue pas à l'écoulement rapide, et les débits demeurent très faibles.

Si la pluie continue encore, la saturation de haut de versant gagne rapidement vers l'aval et fini par rejoindre les surfaces saturées de fond de vallon. A partir de ce moment, il n'y a plus de zone-tampon et le ruissellement se produit sur l'ensemble du versant et rejoint le cours d'eau. La montée de crue est rapide et importante.

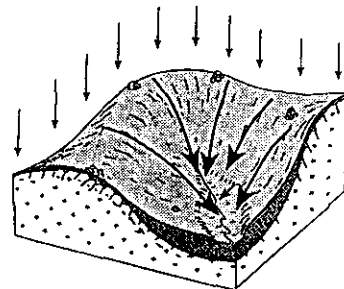
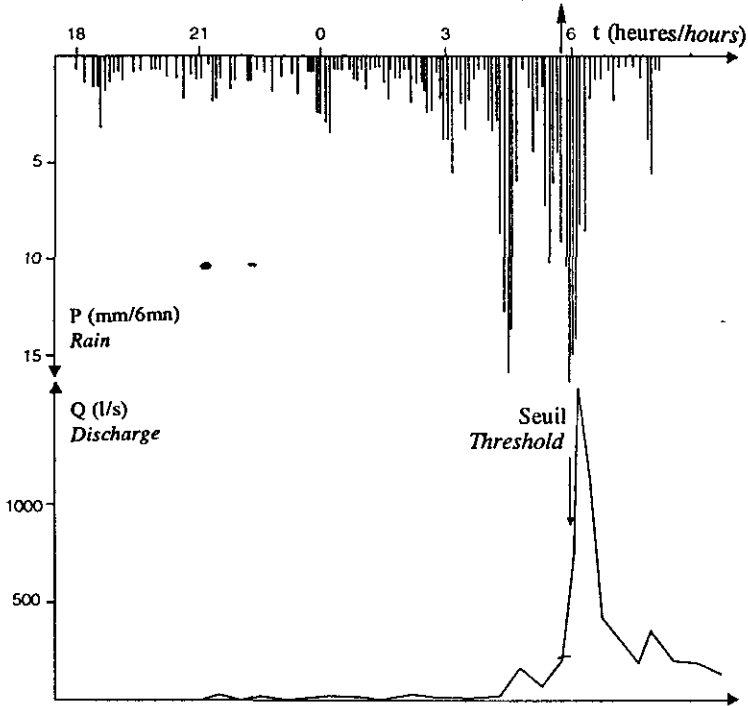


Figure 4 Les processus de formation des écoulements de crue dans les bassins du Mont Lozère.

Flood generation processes in the Mount Lozère study basins.

La chronique des événements est le suivant (fig. 5 ; COSANDEY, 1993b) :



**Figure 5** Déroulement de la crue du 22 septembre 1992 (l'échelle est différente de celle de la fig. 3).

*Rain and discharge during the September 22nd event (the scale differs from that of fig. 3).*

– De 18 heures le lundi à 3 heures le lendemain matin, il tombe environ 99 mm de pluie, avec des intensités qui plafonnent à  $33 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  pendant 6 mn. L'augmentation des débits, qui atteignent alors  $17 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , est très lente, témoignant surtout d'une recharge de la nappe.

– À partir de 3 heures, la pluie se fait plus intense, et il tombe 40 mm en 1 h 20, avec des pointes de  $66 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  pendant 6 mn ; à ce moment, le stock hydrique (soit la somme des réserves hydriques et hydrologiques) présent dans le bassin est d'environ 162 mm, et le seuil de 270 mm est loin d'être atteint ; les débits n'augmentent guère ( $18 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ ).

– L'intensité augmente encore : 65 mm pendant la 1/2 heure qui suit (jusque 4 h 48), et des valeurs maxima sur 6 mn de  $185 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  ; une montée de crue se produit, qui atteint  $170 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  à 5 h. Le stock hydrique est estimé à 227 mm, le seuil n'est toujours pas atteint et la pointe de crue est de faible ampleur malgré l'intensité et l'abondance des précipitations. Le débit décroît dès que l'intensité diminue et, en dépit d'une précipitation complémentaire de 12 mm en 25 mn, descend jusque  $53 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  à 5 h 25.

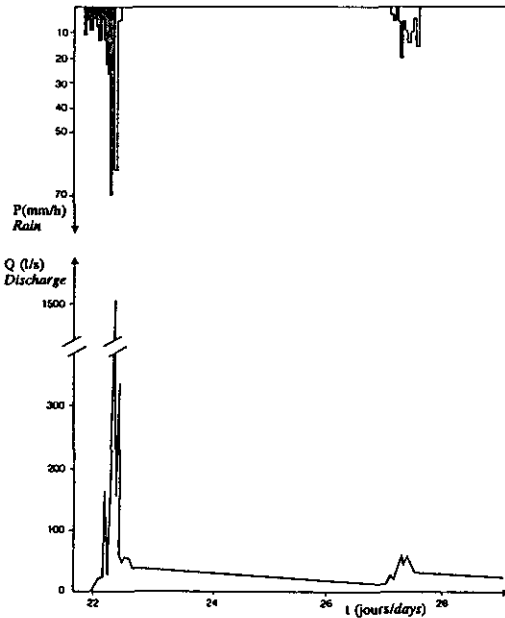
– Les fortes pluies reprennent ensuite ; à 5 h 52, le seuil est atteint, le débit est de  $72 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Les pluies suivantes, qui pourtant sont à peine plus

fortes que celles qui se sont produites entre 4 h et 5 h (72 mm pendant une 1/2 heure, avec des valeurs maxima pendant 6 mn de  $190 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ) provoquent une pointe de crue sans commune mesure avec la précédente, qui atteint  $1500 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ . Les pluies cessent presque aussitôt et la décrue est extrêmement rapide. Toutefois, une averse de 10 mm en 1/4 d'heure, qui se produit vers 8 h alors que le débit est redescendu à  $117 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ , est encore capable de provoquer une pointe de crue de  $334 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$ .

## 4.2 Interprétation

Comme lors des crues précédentes, les débits importants ne se sont produits que lorsque le seuil était dépassé (fig. 5). Le premier épisode pluvieux, qui a lieu avant que le seuil ne soit atteint, n'a entraîné qu'une crue de  $170 \text{ l} \cdot \text{s}^{-1}$  ; le second, lorsque le seuil est dépassé, provoque un écoulement près de 10 fois supérieur.

Ces résultats, en eux-mêmes, ne sont pas surprenants. Il est bien connu que les coefficients de ruissellement augmentent au fur et à mesure des précipitations, que ce soit à cause de l'extension des surfaces saturées, ou bien de la fermeture progressive de la surface du sol qui entraîne une baisse d'infiltrabilité (ch. 2.2). Pourtant, cette dernière hypothèse ne peut pas être envisagée ici, puisqu'un autre épisode pluvieux de 90 mm en 8 heures le dimanche suivant, insuffisant pour reconstituer le stock hydrique, n'a pas provoqué de crue (fig. 6).



**Figure 6** La crue du 22 septembre et l'épisode pluvieux du 27 (même échelle que fig. 3).

*Flood occurring on September 22nd and rainfall event on the 27 th (same scale as fig. 3).*

Il en aurait été évidemment tout autrement si les écoulements de crue du 22 avaient été provoqués par une modification de l'état de surface du sol. En effet, celui-ci n'aurait guère pu restaurer sa perméabilité en 5 jours (sans gel), et les pluies du 27 auraient ruisselé dans des proportions comparables à celles de la fin de l'épisode pluvieux précédent (COSANDEY *et al.*, 1985).

Il semble donc bien que la crue du 22 septembre 1992 réponde au même fonctionnement hydrologique que celui qui vient d'être décrit. En effet, si la pointe de crue a été forte, elle a été très éphémère, et le volume global écoulé n'a pas été important, ce qui est normal étant donné l'état de sécheresse préalable du bassin et la hauteur totale des précipitations, somme toute pas exceptionnelle pour cette région. Cette conclusion se confirme d'ailleurs tout à fait si on regarde le bilan hydrologique de la crue, établi d'après l'état du bassin avant les pluies et les mesures de pluie et de débits :

$$\left. \begin{array}{l} \text{Recharge de la réserve hydrologique : 165 mm} \\ \text{Reconstitution de la réserve hydrique : 91 mm} \\ \text{Écoulement : 44,5 mm} \end{array} \right\} = 300,5 \text{ mm}$$

Au regard des 300,5 mm du bilan estimé, la pluie mesurée a été, selon les postes, de 304,8 mm (« Cloutasses basses », situé en aval du bassin des Cloutasses) à 364,4 mm (« Cloutasses hautes », en amont du bassin). D'après l'état des réserves avant la pluie, 256 mm étaient nécessaires pour atteindre le seuil, et c'est effectivement à ce moment là, selon les mesures au poste « Cloutasses basses » que s'est amorcée la montée de crue ; il est ensuite tombé 50 mm, qui se retrouvent dans les écoulements. La comparaison des valeurs du bilan avec les données du poste « Cloutasses hautes », bien que moins bonne, demeure toutefois acceptable.

En tout état de cause, la correspondance correcte du bilan de la crue et des mesures pluviométriques ne doit pas faire illusion : étant donné les difficultés de mesures dans ces conditions extrêmes, ces chiffres sont entachés d'erreurs certaines. La cohérence d'ensemble des résultats permet toutefois d'en accepter les *ordres de grandeur*, ce qui permet de conforter le modèle de fonctionnement hydrologique proposé.

Il importe d'insister sur le fait que le fonctionnement hydrologique qui vient d'être étudié est celui de *petits bassins versants élémentaires*. Il s'agit alors de processus relativement simples dans un milieu qui peut être considéré comme homogène du point de vue du fonctionnement hydrologique à l'échelle à laquelle se situe cette étude. Il n'en est plus de même si on change d'échelle, et les caractéristiques de la crue sont très différentes en aval. Ainsi, la faiblesse du coefficient de ruissellement (12,4 %, alors qu'il avait atteint environ 35 % pour les crues de décembre 1982 et d'octobre 1987) et la brièveté de la crue sur le Mont Lozère expliquent sa grande atténuation en aval : 10 km en contrebas des bassins, au Pont de Montvert, le Tarn, qui draine un bassin de 70 km<sup>2</sup>, n'a pas atteint de cote exceptionnelle.

Ici encore, c'est plus la répartition dans le temps des épisodes pluvieux que leurs caractéristiques en elles-mêmes, qui est responsable de l'exceptionnelle pointe de crue. En effet, le montant total des précipitations (305 mm) n'a rien d'extraordinaire dans ces régions, et si les intensités ont été particulièrement fortes, elles ne permettent pas, à elles seules, d'expliquer l'importance

de la pointe de crue, comme cela s'est vu au début de l'épisode pluvieux du 22 septembre. Ce qui a été exceptionnel au cours de cet événement, c'est l'occurrence simultanée de pluies assez abondantes pour saturer le bassin, et présentant de très fortes intensités. Habituellement en effet, les fortes intensités sont l'apanage des orages d'été qui ne permettent pas d'atteindre le seuil de saturation, alors que les pluies cévenoles d'automne, responsables des abats d'eau importants, ne présentent généralement que des intensités relativement modérées.

## 5 – CONCLUSION

Si les crues sont si brutales dans les petits bassins du Mont Lozère, c'est parce que l'extension des surfaces saturées, seules capables de générer un volume de crue important se produit *d'amont en aval des versants* contrairement à ce qui s'observe le plus souvent. Lorsqu'ainsi, de proche en proche, tout le versant est saturé, il n'existe plus de possibilité de stockage et toute l'eau qui tombe participe rapidement à l'écoulement de crue – par ruissellement direct ou par effet-piston.

La crue exceptionnelle qui a pu être observée le 22 septembre 1992 dans ces petits bassins semble valider ce type de fonctionnement hydrologique : tant que la quasi-totalité du bassin n'est pas saturée, les débits demeurent faibles, en dépit de très fortes intensités. La montée de crue ne s'amorce que lorsque le seuil de saturation est dépassé.

L'importance de la pointe de crue dépend donc de l'intensité des pluies qui se produisent une fois que le seuil est atteint. C'est ici l'occurrence d'un épisode pluvieux dont la hauteur a été suffisante pour saturer l'ensemble du bassin versant, combinée avec de fortes intensités se produisant une fois ce seuil de saturation atteint, qui explique les énormes pointes de crues observées dans les petits bassins amont : c'est cette combinaison qui a été exceptionnelle lors de la crue du 22 septembre 1992.

Ce type de fonctionnement hydrologique est celui de petits bassins versants élémentaires. Plus en aval la valeur de la pointe de crue dépend d'autres facteurs, et notamment de la conjugaison, dans le temps et dans l'espace, des pointes de crue des bassins élémentaires.

## REMERCIEMENTS

Cette étude s'est intégrée dans le « Programme Inter-équipe » du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon, et s'appuie sur le Programme « Bassins versants du Mont Lozère » (responsable : F. LELONG). Les données de terrain ont été acquises par J.F. DIDON-LESCOT.



## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ANDRE H., AUDIBERT M., MAZERAN G., RICHER C., 1972. Hydrométrie pratique des cours d'eau. Eyrolles, Paris.
- BERNARD-ALLEE Ph., VALADAS B., COSANDEY C., MUXART T., GODARD A., 1991. Forest harvest geomorphic effects in a sub-mediterranean granitic middle mountain. *Zeit. für Geomorphol.*, Suppl. Band 83, 1-8, Berlin-Stuttgart, Aug. 1991.
- BOIFFIN J., 1984. La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies. Thèse de Doct-Ing., Paris, INA-PG.
- BOUDJEMLINE D., 1987. Sensibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à textures contrastées. Etude expérimentale au champs sous pluie simulées. Thèse de 3<sup>e</sup> cycle, Université d'Orléans.
- BURT T.P., 1989. Storm Runoff Generation in Small Catchments in Relation to the Flood Response of Large Bassins. in « Floods », ed. by BEVEN and CARLING, John Willey and Sons, Chichester, 1989.
- CAPPUS P., 1960. Etude des lois de l'écoulement. Application au calcul et à la prévision des débits. Bassin versant expérimental d'Alrance. *La Houille Blanche*, n° A, 521-527, Grenoble.
- COSANDEY C., 1984. Recherches sur les bilans de l'eau dans l'Ouest du Massif Armoricain. Thèse de doct. d'Etat, Univ. de Paris IV.
- COSANDEY C., 1990. L'origine des crues dans les bassins versants élémentaires. *Ann. de Géol.*, Armand Colin, Paris, n° 556, nov.-déc. 1990.
- COSANDEY C., 1993a. Forêt et écoulements : rôle de la forêt sur la formation des crues et sur le bilan d'écoulement annuel. Rapport sectoriel de fin de contrat CEE, URA 141, Meudon, 82 p.
- COSANDEY C., 1993b. La crue du 22 septembre sur le Mont Lozère. *Revue de Géomorphologie dynamique*, Stasbourg, XLII, n° 2, 49-56.
- COSANDEY C., BERNARD-ALLEE Ph., 1992. Conséquences d'une coupe forestière sur les crues et sur l'érosion des versants. Communication aux journées Franco-Roumaines, Paris, sept. 1981. Carbonnel, Dancin, Hubert, Oancea eds, UNESCO, Paris, 237-248.
- COSANDEY C., BOUDJEMLINE D., ROOSE E., LELONG F., 1990. Étude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétation contrastée du Mont Lozère. *Zeit. für Geomorph.*, N.F. 34-1, 61-77, BERLIN-STUTTART, März 1990.
- COSANDEY C., DIDON-LESCOT J.F., 1990. Étude des crues cévenoles. Conditions d'apparition dans un petit bassin forestier sur le versant Sud du mont Lozère, France. « Regionalisation in Hydrology », IAHS publ. 191.
- COSANDEY C., GRIL J.J., CANLER J. P., JARRY F., MUXART T., NORMAND M., BILLARD A., FLEURY A., 1985. Simulation de pluie et ruissellement sur des sols érodés dans le massif du Lingas (Sud des Cévennes, France) *Bull. du GFHN* n° 18, nov. 1985.
- DUNNE T., BLACK R.D., 1970. Partial areas contributing to storm runoff in a small New-England watershed. *Water Res. Rech.* 6, n°5, 12-96.
- DURAND P., 1989. Biochimie comparée de trois écosystèmes (Pelouse, Hêtraie, Pessière) de moyenne montagne granitique (Mont-Lozère, France). Thèse de Doctorat de l'université d'Orléans.
- FRITSCH J.M., 1992. Les effets du défrichage de la forêt amazonienne et de la mise en culture sur l'hydrologie de petits bassins versants. ORSTOM, Etudes et Thèses, Paris, 392 p.
- HORTON R.E., 1933 (cité par R.C.WARD et M. ROBINSON). The role of infiltration in the hydrological cycle. *Trans. AGU*, 14 : 446-60
- GRESILLON J.M., 1994. Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Diplôme d'habilitation, Université de Grenoble, 158 p.
- MEROT Ph., 1988. Les zones de sources à surface variable et la question de leur localisation. *Hydrol. Cont.*, Paris, 3(2), 105-115.
- PARDE M., De BEAUREGARD J., 1959. Quelques remarques sur les crues céve-

- noles de septembre et octobre 1958. *Mémoires et travaux de la SHF*, n° 1, 1959, Grenoble.
- ROCHE M., 1967. *Traité d'hydrologie continentale*, ORSTOM, Gauthier villard, Paris.
- VALENTIN Ch., 1985. *Organisations péliculaires superficielles de quelques sols de régions sub-désertiques. Etudes et Thèses*, ORSTOM, Paris.
- WARD R.C., ROBINSON M., 1990. *Principles of Hydrology*. McGraw-hill book Cie, London.
- -