

LES CONDITIONS D'ÉCOULEMENT DANS LES MARNES NOIRES DE LA RÉGION DE DIGNE-LES-BAINS : IMPORTANCE DES PERTES SOUTERRAINES

Claude COSANDEY

Résumé

Les études menées depuis plus de 30 ans dans les marnes noires de la région de Digne-les-Bains ont conduit à avoir quelques doutes sur l'imperméabilité des marnes.

L'étude présentée ici se base sur les données d'un bassin reboisé dans la première moitié du siècle dernier (le Brusquet, 1,7 km²) et d'un bassin dont plus des deux-tiers du sol est à nu (le Laval 0,86 km²). Les bilans hydrologiques, d'abord annuels, ensuite au pas de temps journalier et enfin à l'échelle de crues permettent de suivre les quantités d'eau qui échappent en hiver à la fois aux écoulements et aux reprises par l'évaporation ; ces « pertes » constituent, si on accepte l'hypothèse de l'imperméabilité des bassins, les réserves en eau du sol. Or les valeurs importantes des « réserves » ainsi calculées sont peu vraisemblables, notamment dans le bassin peu couvert par la végétation, ce qui conduit à mettre en doute l'imperméabilité des substrats marneux.

D'autres approches expérimentales sur parcelles, menées par ailleurs sous pluies naturelles ou artificielles, confortent cette conclusion.

L'évidence de telles pertes souterraines, plus importantes dans le bassin nu que dans le bassin boisé, amène à réviser l'estimation des conséquences d'un couvert forestier sur les écoulements. Et à réévaluer à la hausse le déficit d'écoulement qui résulte d'un tel couvert.

Mots clés

Marnes noires, perméabilité, bilans hydrologiques

Abstract

The studies led for more than 30 years in the black marls of Digne-les-Bains (Alpes de Haute-Provence, France) induced some doubts about the impermeability of this rock.

The study presented here is based on the data of two small experimental basins, one reforested in the middle of the last century (Brusquet, 1,07 km²) and the other one for more than 2/3 of bare soil (the Laval 0,86 km²). Hydrological budget, first annual, after at daily step, and finally for individual floods allows to follow the quantities of water which escape in winter both by runoff and evaporation. These "losses" constitute, if we accept the hypothesis of the impermeability of the basins, hydrological reserves. But the high level of "reserves" which result from these data is unlikely.

Other experimental approaches on plot scale, led both under natural or artificial rains, led to the same conclusions.

The obvious fact of such losses from the basins, and the differences between forested and unfor-ested basins led to revise the estimation of hydrological consequences of forest on water yield. And to revalue runoff reduction which results from it.

Keywords

black marl, permeability, hydrological budgets

I. INTRODUCTION

Les Marnes noires de la région de Digne-les-Bains, en Haute-Provence, constituent un substrat particulièrement sensible à l'érosion ; elles sont à l'origine de paysages de «bad-lands» très fréquents dans la région.

À l'époque des lois RTM¹, le reboisement est apparu comme une solution pour limiter à la fois les crues et les érosions.

À la fois pour mieux comprendre les mécanismes générateurs des crues et des érosions, et partant mieux estimer le rôle correcteur de la forêt, le Cemagref - aujourd'hui l'Irstea - a mis en place un ensemble de BVRE² (« Draix ») suivis maintenant depuis une trentaine d'années.

Les études menées ont ainsi permis de connaître assez bien les conditions de formation des crues et plus généralement des écoulements dans cette région (Cras *et al.*, 2007). Ces travaux ont montré

l'efficacité des reboisements aussi bien comme protection contre les crues que contre l'érosion.

Or, si les pointes de crue sont fortes - et clairement plus fortes dans les bassins nus que dans le bassin reboisé - les écoulements annuels peuvent paraître faibles, notamment en hiver et pour le bassin non reboisé, ce qui peut surprendre au regard des précipitations : i) les marnes sous-jacentes sont considérées comme imperméables, ii) les formations superficielles, généralement peu épaisses quand elles ne sont pas quasi inexistantes dans les zones sans végétation, ne devraient pas permettre de stockages d'eau très importants ; partant, les pertes par évaporation ne devraient pas ponctionner notablement les pluies aux dépens des écoulements.

L'objet de cet article est de mieux comprendre le fonctionnement hydrologique qui aboutit à la faiblesse de ces écoulements, et quelles en sont les implications quant à l'estimation des conséquences de la forêt sur les ressources en eau.

II. MATÉRIEL ET MÉTHODES

Localisés sur les « Terres noires » des Alpes de Haute-Provence, dans la région de Digne-les-Bains, les bassins de Draix sont soumis à un climat méditerranéen, avec de fortes pluies plus souvent d'été et d'automne générant des crues rapides. Le substrat est essentiellement marneux, avec des filons de calcite qui créent probablement des voies préférentielles d'infiltration. Ce substrat est intensément fracturé, ce qui peut également permettre des chemins d'infiltration (Garel, 2010).

Les bassins expérimentaux de Draix sont suivis depuis 1984. Leur objectif premier était l'étude des écoulements et des transports solides non seulement en bilan annuel, mais aussi à l'échelle de l'évènement hydrologique (Cambon *et al.*, 1990).

Le dispositif consiste en 4 bassins dont la surface varie de 1,5 à plus de 100 ha. Le substrat est composé de Marnes noires (Richard et Mathys, 1997) dont l'âge va du Toarcien à l'Oxfordien, selon la carte BRGM.

Outre des stations de jaugeage, le dispositif dispose d'au moins un pluviographe par bassin et d'une station météo (Figure 1).

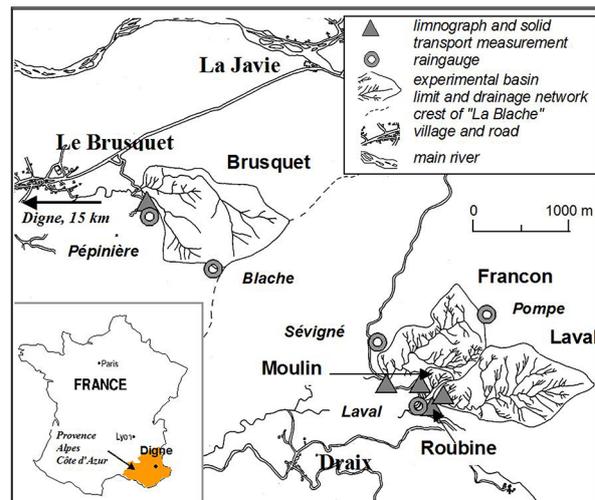


Figure 1. Les bassins expérimentaux de Draix (d'après Mathys *et al.*, 2005) (les cercles indiquent les stations pluviométriques)

Le couvert végétal est très faible, souvent moins de 30 %, sauf pour le bassin du Brusquet qui a été reboisé au début du siècle dernier. Une vue générale (Figure 2) donne une idée du paysage pour les bassins non reboisés.



Figure 2. Vue générale du paysage de la région d'étude lorsqu'il n'est pas reboisé (Mathys *et al.*, 2005)

Le substrat de marnes est généralement admis comme imperméable. Or certaines observations ont conduit à douter de cette imperméabilité et c'est à cette question que veut répondre cette étude.

La démarche proposée se base sur les données acquises dans deux bassins de taille semblable, le Brusquet (1,07 km²), reboisé sur la quasi-totalité de sa surface, et le Laval (0,86 km²), dont seulement 31 % est occupé par une végétation, essentiellement rase.

Pour cette étude du fonctionnement hydrologique des bassins, une première approche se fonde sur le calcul des bilans hydrologiques annuels établis à partir de mesures journalières. Partant de l'hypothèse de l'imperméabilité du substrat marneux, ces calculs permettent de suivre l'évolution du stock d'eau théoriquement mis en réserve dans les bassins. Le but est de voir si ce stockage explique la relative faiblesse des écoulements d'hiver, période pendant laquelle les reprises par évapotranspiration sont faibles.

Dans un deuxième temps, les bilans sont établis non plus à l'échelle annuelle mais à celle, plus facile à cerner, des crues. Les résultats conduisent à se poser la question de la perméabilité des marnes, et du biais que peut introduire cette perméabilité sur l'estimation du rôle de la forêt sur les ressources en eau (Cosandey *et al.*, 2007).

III. BILANS HYDROLOGIQUES ANNUELS

Le bassin du Brusquet, reboisé, et celui du Laval qui n'a pas connu d'intervention, sont étudiés pendant 3 années hydrologiques successives (de septembre 1994 à août 1997) présentant des conditions pluviométriques assez contrastées. La première année est nettement pluvieuse avec 1194 mm au Brusquet pour une moyenne de l'ordre de 940 mm sur les trente ans étudiés (Cras, 2005) ; la seconde année encore pluvieuse (1078 mm) et la troisième plutôt sèche, avec seulement 870 mm.

Le calcul des bilans annuels, on vient de le voir, peut constituer une première approche de la compréhension du fonctionnement hydrologique – et éventuellement permettre de repérer certaines valeurs douteuses.

Les données utilisées sont celles de la station du Laval en ce qui concerne la pluie, et des stations de mesure des débits du Brusquet et du Laval, puis de la Roubine (0,13 ha). Les données d'ETP sont celles calculées par le modèle Safran de la Météorologie Nationale.

Partant de l'hypothèse de départ de l'absence de pertes souterraines le bilan annuel, qui va du 1er septembre au 31 août, s'écrit :

$P - Q - \Delta R = ETR$ (en mm) avec

- P = Pluie
- Q = Lamme d'eau écoulée
- R = Réserves en eau du bassin
- ETR = Évapotranspiration réelle

Le terme ΔR , qui n'individualise pas les réserves hydrologiques et hydriques, représente la différence entre la quantité d'eau dans le sol entre la fin de l'année hydrologique précédente (dans cette étude le 31 août) et la fin de l'année hydrologique considérée. Il est déduit des bilans établis au pas de temps journalier (cf. *infra* § 3).

A. Bassin du Brusquet

1. Année hydrologique 1994-1995

Le bilan s'écrit, pour cette année sensiblement plus pluvieuse que la normale :

$$P - Q - \Delta R = ETR \text{ (en mm)}$$

$$1194 - 272 - 24 = 898 \text{ mm}$$

Soit une évapotranspiration de 898 mm pour une ETP de 986 mm

Les pluies et les débits sont représentés en Figure 3.

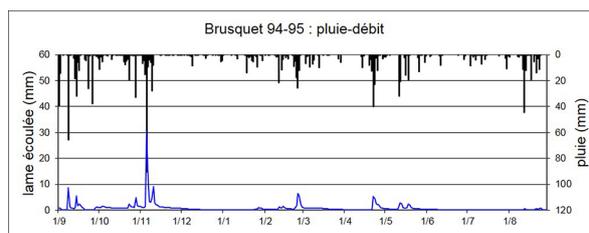


Figure 3. Pluies et débits pour le bassin du Brusquet durant l'année hydrologique 1994-1995

2. Année hydrologique 1995-1996

Le bilan s'écrit :

$$P - Q - \Delta R = ETR \text{ (en mm)}$$

$$1078 - 167 - (-26) = 937 \text{ mm, pour une ETP de 989 mm}$$

Les pluies et les débits sont représentés en Figure 4.

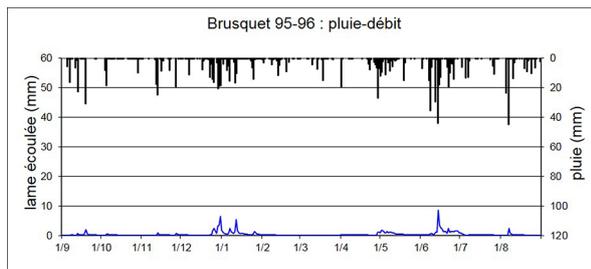


Figure 4. Pluies et débits pour le bassin du Brusquet durant l'année hydrologique 1995-1996

Les pluies sont plus faibles, produisant un débit qui amplifie cette faiblesse, ce qui est classique dans la mesure où la variabilité de l'ETP est bien inférieure à celle des pluies (Cosandey et Robinson, 2012).

3. Année hydrologique 1996-1997

Le bilan s'écrit :

$$P-Q-\Delta R = \text{ETR (en mm)}$$

$$870 - 140 - (-7) = 737 \text{ mm pour une ETP de } 1107 \text{ mm}$$

Les pluies et les débits sont représentés Figure 5.

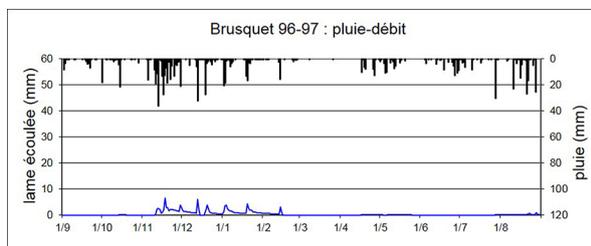


Figure 5. Pluies et débits pour le bassin du Brusquet durant l'année hydrologique 1996-1997

La faiblesse des débits au printemps peut surprendre, étant donné l'occurrence de pluies. Il est vrai que les enregistrements portant sur les très faibles débits ne sont pas toujours fiables, sans pourtant jamais mettre en jeu des totaux importants au regard des pluies.

Le suivi de l'évolution des réserves, possible à partir des bilans au pas de temps journalier (cf. *infra* Figure 11) permettra de vérifier que ces valeurs sont tout à fait plausibles.

En conclusion de ces trois années, on peut écrire que les pertes par évapotranspiration paraissent élevées,

mais ne sont pas invraisemblables au regard des valeurs d'ETP.

B. Bassin du Laval

Les débits sont sensiblement plus importants, mais beaucoup plus concentrés dans le temps, avec de faibles réserves hydrologiques et de longues périodes sans écoulements.

Les bilans sont les suivants.

1. Année 1994-1995

$$P-Q-\Delta R = \text{ETR (en mm)}$$

$$1360 - 616 - (-18) = 762 \text{ mm, pour une ETP de } 986 \text{ mm}$$

Des lames écoulées bien plus importantes qu'au Brusquet pour cette année-là (Figure 6) : 616 mm contre 272 mm - et un bilan *a priori* peu surprenant si on compare ETR et ETP.

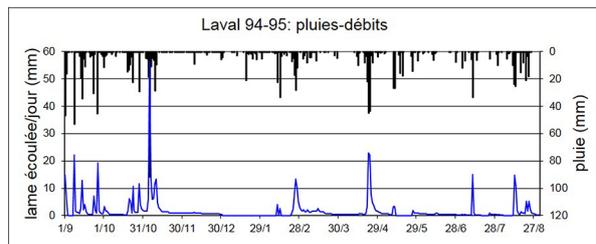


Figure 6. Pluies et débits pour le bassin du Laval durant l'année hydrologique 1994-1995

2. Année 1995-1996

$$P-Q-\Delta R = \text{ETR (en mm)}$$

$$1216 - 342 - 13 = 853 \text{ mm, pour une ETP de } 989 \text{ mm}$$

On l'a vu pour le Brusquet, l'année est un peu moins pluvieuse, et les écoulements sensiblement plus faibles (Figure 7) :

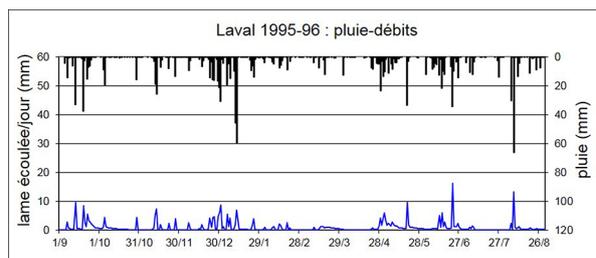


Figure 7. Pluies et débits pour le bassin du Laval durant l'année hydrologique 1995-1996

3. Année 1996-1997

$P - Q - \Delta R = ETR$ (en mm)

$885 - 103 - (-21) = 816$ mm, pour une ETP de 1107 mm

Une année beaucoup plus sèche que les précédentes, au cours de laquelle les pluies et les débits se répartissent comme suit (Figure 8) :

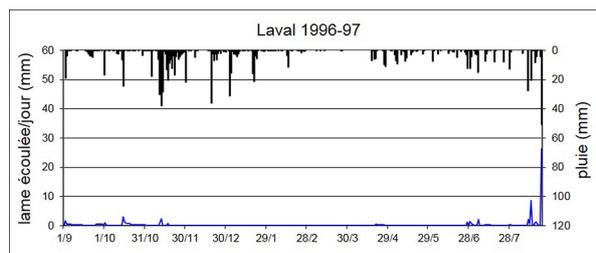


Figure 8. Pluies et débits pour le bassin du Laval durant l'année hydrologique 1996-1997

En dépit de la relative faiblesse de la pluie, la faiblesse des débits pose problème, notamment pour la période novembre-décembre-janvier, et ce d'autant plus que les écoulements sont inférieurs à ceux du bassin reboisé du Brusquet. Des erreurs de mesure ne sont jamais à exclure et l'étude du stockage de l'eau dans le sol permettra de lever le doute – ou de confirmer les erreurs.

C. Conclusion sur les bilans annuels

L'étude des bilans a montré des valeurs d'évapotranspiration réelle qui, pour être fortes, ne sont pas inadmissibles au regard des valeurs d'ETP telles qu'elles sont établies par Météo-France (base de données Safran). Pourtant certaines anomalies, on l'a vu, obligent à regarder plus en détail l'évolution des réserves au cours de l'année. Ce suivi est possible grâce au calcul de bilans au pas de temps journalier.

IV. SUIVI DU STOCKAGE DE L'EAU DANS LE SOL

Le bassin du Brusquet reboisé il y a une centaine d'années présente des formations superficielles assez épaisses, permettant un stockage de l'eau qui peut être important. Dans le Laval, la roche en place marneuse affleure et se délite en « frites » sur près des 2/3 de la surface du bassin ; la capacité de stockage pour l'eau est alors très faible (Cras *et al.*, 2007).

Si on accepte l'hypothèse de l'imperméabilité des roches marneuses, le stockage de l'eau dans le sol, qui correspond à la réserve en eau disponible dans l'espace du bassin versant (R), est assimilable à la différence cumulée entre les précipitations et les pertes par écoulement et évapotranspiration. Il est donc possible de connaître ce niveau de réserves et de suivre son évolution dans le temps en établissant des bilans au pas de temps journalier.

Chaque jour, la valeur de la réserve se calcule par la formule :

$$R = R(j-1) + P - Q - ETR, \text{ dans laquelle :}$$

R	Réserve cumulée à la fin du jour considéré (mm)
R(j-1)	Réserve de la veille (mm)
P	Pluie du jour (mm)
Q	Lame écoulée du jour considéré (mm)
ETR	Évapotranspiration réelle (mm), égale à l'ETP (« Safran ») tant que $ETP < R$, et sinon à la quantité d'eau encore disponible dans le sol

Cette réserve globale servira à la fois à l'alimentation de la végétation (Réserve hydrique, R_u) et à un certain soutien d'étiage (Réserve hydrologique, R_h). Dans l'un comme dans l'autre des bassins, il est difficile d'individualiser la réserve hydrique en estimant une valeur maximale étant donné l'irrégularité de l'épaisseur du sol. Pour cette raison, l'évolution du stockage de l'eau sera prise en compte globalement,

Les années hydrologiques, on l'a vu, vont du 1^{er} septembre au 31 août, en tenant compte éventuellement des pluies de fin août de l'année précédente pour le calcul de la réserve initiale, qui peut ne pas être nulle début septembre.

A. Bassin du Brusquet

1. Année 1994-1995

Si on se base sur le mode de calcul proposé plus haut - et qu'on accepte l'hypothèse selon laquelle il n'y a pas de pertes souterraines - l'évolution du stockage de l'eau dans le sol est le suivant, en partant d'une réserve de 19 mm le 31 août 2014 (à la fin de l'année hydrologique précédente) et en aboutissant

à une valeur de 43 mm en fin de période (Figure 9). Même si le stockage maximum approche les 300 mm à la mi-novembre, puis de nouveau en mars (dont seulement une faible part pour la réserve hydrologique), ces valeurs ne sont pas invraisemblables, d'autant plus que les pertes par évaporation ainsi calculées sont inférieures aux valeurs d'ETP.

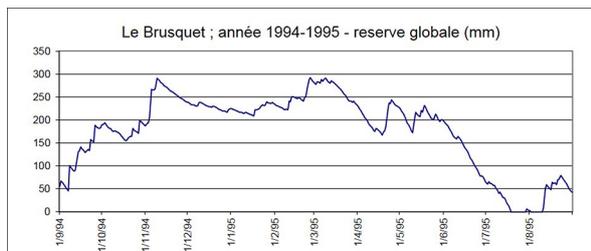


Figure 9. Évolution du stockage de l'eau dans le sol (en mm) durant l'année hydrologique 1994-1995

2. Année 1995-1996

La quantité maximum d'eau mise en réserve dans le sol est sensiblement plus faible, ne dépassant guère 150 mm (Figure 10).

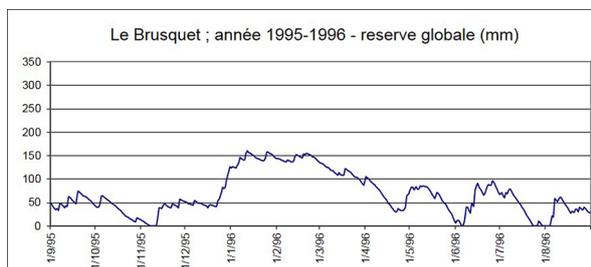


Figure 10. Évolution du stockage de l'eau dans le sol durant l'année hydrologique 1995-1996

3. Année 1996-1997

Cette année-là encore, les valeurs, même si elles sont un peu plus faibles, restent du même ordre, plafonnant autour de 230 mm (Figure 11).

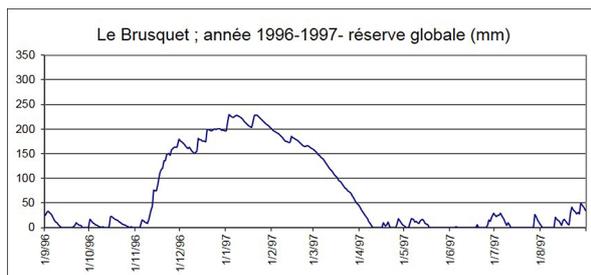


Figure 11. Évolution du stockage de l'eau dans le sol durant l'année hydrologique 1996-1997

4. Conclusion

En dépit de valeurs qui peuvent paraître élevées - d'autant plus que la réserve hydrique n'est jamais très importante dans ce bassin du Brusquet en dépit du fait qu'il soit bien couvert par la végétation et possède des formations superficielles relativement épaisses - les niveaux de stockage d'eau dans le sol ne sont pas anormaux et leur utilisation par la végétation peut en expliquer l'épuisement.

En contrepartie, l'absence de palier net pour les valeurs maximales d'hiver, comme l'occurrence de valeurs assez différentes d'une année à l'autre pour la réserve maximum peuvent poser question. Mais dans la mesure où il n'est guère possible de tenir compte de la réserve hydrologique, dont les valeurs sont beaucoup moins stables durant l'hiver, il n'y a pas vraiment d'arguments pour mettre en doute ces valeurs.

Voyons ce qu'il en est du bassin non boisé du Laval.

B. Bassin du Laval

1. Année 1994-1995

Bien que plus faible que dans le bassin du Brusquet (pour lequel les valeurs de réserve approchaient 300 mm), la réserve globale peut être importante et atteindre 180 mm dans le bassin du Laval (Figure 12).

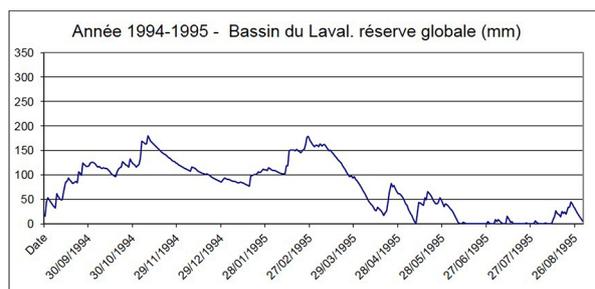


Figure 12. Évolution du stockage de l'eau dans le sol durant l'année hydrologique 1994-1995

Dans les deux cas où les valeurs élevées de la réserve globale s'observent, il est facile d'estimer la valeur de la réserve hydrologique à partir des écoulements durant les 5 jours qui suivent la crue - et qui suffisent au ressuyage du bassin ; celle-ci est de l'ordre de 15 mm dans le premier cas et de 12 mm dans le second ; des valeurs qui laissent plus de 150 mm pour une réserve « hydrique » c'est-à-dire devant être reprise par évapotranspiration.

Ce chiffre paraît fort pour un bassin où la roche en place affleure sur plus des 2/3 de la surface. Même si cette roche est très altérée en surface (liée à la décompression), l'absence de formations superficielles conduit à douter fortement d'une telle capacité de stockage du sol.

Voyons ce qu'il en est pour les années suivantes.

2. Année 1995-1996

L'évolution de la réserve, soit la quantité d'eau stockée dans le bassin s'il n'existe pas de pertes souterraines, est la suivante (Figure 13).

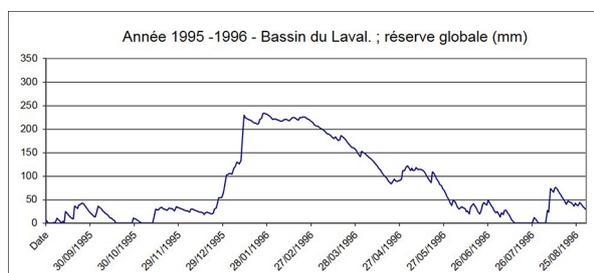


Figure 13. Évolution du stockage de l'eau dans le sol durant l'année hydrologique 1995-1996

Les valeurs de la réserve globale sont plus fortes que l'année précédente, alors que la réserve hydrologique ne représente que quelques mm. C'est plus de 200 mm qui seraient stockés dans la tranche de sol soumise à évaporation. Le pseudo-palier qui pourrait s'observer de début janvier à fin février correspond à une période très faiblement pluvieuse : il est logique que la réserve n'augmente pas.

3. Année 1996-1997

Pendant cette année, pourtant plutôt sèche, le stockage d'eau dans le sol apparaît comme particulièrement important, dépassant largement 300 mm (Figure 14).

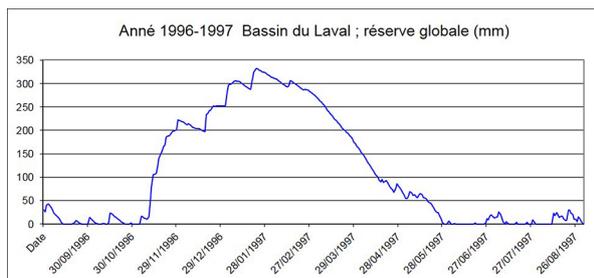


Figure 14. Évolution du stockage de l'eau dans le sol durant l'année hydrologique 1996-1997

Ces valeurs correspondent clairement à des lacunes dans les mesures de débits. Autant il était vraisemblable qu'il n'y ait pas d'écoulement au Brusquet durant le printemps et l'été 1997 (Figure 5) lorsque les pluies tombent sur un bassin sec, autant il est peu vraisemblable que les gros épisodes pluvieux de décembre 1996 et janvier 1997 n'aient pas donné d'écoulements au Laval, étant donné l'état de réhumectation du bassin ; cette anomalie a d'ailleurs déjà été relevée (Poinard, 2000).

Ces valeurs ne sont donc pas retenues.

4. Conclusion

Même si on exclut les résultats trop douteux de l'année 1996-1997, les réserves déduites des bilans font état de valeurs de stockage d'eau dans le sol qui peuvent paraître très élevées (plus de 200 mm) d'autant plus que les réserves hydrologiques sont très faibles et les formations superficielles souvent indigentes.

Pas plus que dans le cas du Brusquet, on n'observe de palier durant l'hiver, ni de valeurs du même ordre d'une année sur l'autre pour la réserve. Or, dans ce bassin du Laval, la réserve hydrologique ne joue pas un rôle important, et ne devrait pas masquer le fonctionnement de la réserve hydrique.

C. Discussion

Le stockage de l'eau dans le sol, si on accepte l'hypothèse d'imperméabilité du substrat marneux, approche 300 mm pour le bassin du Brusquet, et dépasse 200 mm pour celui du Laval.

On a vu qu'on n'observait pas de palier pour les valeurs de la réserve globale (qui correspond à peu de choses près à la seule réserve hydrique, au moins pour le bassin du Laval) ; cette absence de palier pourrait être due aux incertitudes sur les données hydrologiques. Une autre interprétation pourrait se baser sur l'hypothèse d'infiltrations profondes, qui falsifieraient les calculs de réserves.

Par ailleurs, l'ensemble de ces résultats montre un fort écart entre les pluies et les écoulements, écart qui pourtant, à l'échelle globale des bilans annuels, pourraient s'expliquer par des pertes par évapotranspiration. Deux scénarios sont envisageables : i) soit la capacité de stockage de l'eau dans

la tranche superficielle du sol est très importante, et la végétation capable de puiser profondément dans ces réserves, et de les épuiser ; ii) soit l'évaporation est beaucoup plus forte que celle estimée à partir des valeurs d'ETP, donc les prélèvements plus forts entre les épisodes pluvieux et, partant, les valeurs de recharge des réserves plus faibles.

Étant donné la nature du couvert végétal, surtout dans le bassin du Laval, le premier scénario semble difficile à retenir. Quant au second, étant donné la faible connaissance qu'on a des processus d'évaporation et du rôle amplificateur que peuvent avoir les surfaces noires des marnes sur certaines pentes orientées favorablement par rapport au soleil, il est difficile de l'exclure totalement, au moins à l'échelle de bilans annuels. Il faut pourtant noter que les valeurs d'ETP utilisées ici, (qui sont, on l'a vu, celles déduites des calculs du modèle « Safran » de la Météorologie Nationale), sont sensiblement plus élevées que celles généralement retenues pour le bassin (650 mm en moyenne selon Estèves *et al.*, 2005). Il y a donc peu de chance pour qu'elles soient sous-estimées, en dépit des conditions locales parfois favorables.

Pour s'affranchir des incertitudes sur l'évaporation il est possible de travailler à l'échelle des crues. Celles-ci sont toujours rapides (de quelques heures à quelques jours) et les pertes par évaporation peu importantes au regard des hauteurs de précipitations. Il est alors possible d'établir des bilans fiables – du moins aussi fiables que le permettent la précision des mesures....

C'est le bassin du Laval qui est pris en compte, puisque c'est dans ce bassin qu'on calcule les valeurs de stockages les plus surprenantes, sinon les plus fortes. Ce bassin présente en outre l'intérêt d'avoir des réserves hydrologiques très faibles, ce qui limite une source d'incertitude supplémentaire dans les calculs.

Si des pertes importantes se confirmaient lors des crues, il faudrait envisager des infiltrations profondes dont les mécanismes restent à préciser.

V. ÉTUDE DE CRUES DANS LE BASSIN DU LAVAL. ESTIMATION DU STOCKAGE

Travailler sur les crues rapides, événements très limités dans le temps, présente, on vient de le voir,

un double avantage : d'une part, s'affranchir des imprécisions sur les mesures de débits pendant les basses eaux, qui constituent une source d'incertitudes certaine lors des bilans à l'échelle annuelle ; d'autre part, permettre de négliger les pertes par évaporation, très faibles au regard des valeurs de pluie pendant les épisodes pluvieux.

Il n'est pas dans notre objectif de faire une étude exhaustive des crues, mais plutôt de prendre quelques exemples pour étudier le fonctionnement hydrologique, et notamment estimer la quantité d'eau qui échappe à l'écoulement et qui, si on admet l'hypothèse de l'imperméabilité des marnes, reste stockée dans les formations superficielles du bassin – pour être ensuite reprises par l'évapotranspiration.

On retiendra alors deux crues à titre d'exemple, la première longue avec de faibles intensités de pluie et la seconde beaucoup plus rapide, avec de fortes précipitations.

A. Crue du 10 au 11 octobre 1987 dans le bassin du Laval

Il s'agit d'une crue très longue (Figure 15), mais dont les intensités ne sont jamais fortes :

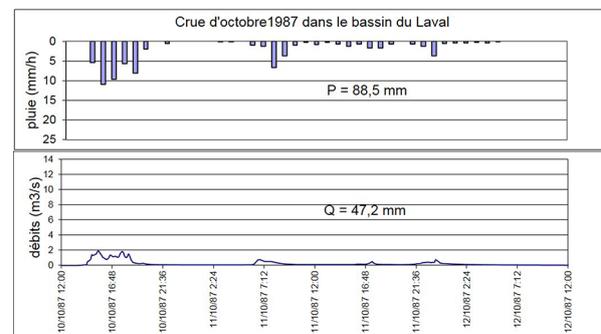


Figure 15. Pluie et écoulements lors de la crue d'octobre 1987 dans le bassin du Laval (le pas de temps pour la pluie est horaire)

$P = 88,5 \text{ mm}$

$Q = 47,2 \text{ mm}$

Pluie d'imbibition = 10 mm

Durée = 50 h

Rh en fin de crue = négligeable

Intensité max. pendant $\frac{1}{4}$ d'heure : 17,6 mm/h

Pointe de crue : $1,89 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

Déficit d'écoulement : 41,2 mm

Cette crue se compose de plusieurs épisodes, totalisant 88,5 mm de pluie le 11 à 23h13 ; la lame

écoulée est de 47,2 mm le 12 à 12h, soit ½ journée après la fin des pluies. À ce moment, le débit est de $0,032 \text{ l.s}^{-1}$, ce qui correspond à une réserve hydrologique négligeable.

Voyons comment évoluent les écoulements et le stockage de l'eau dans le sol (Figure 16) :

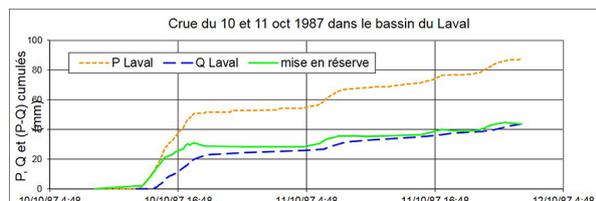


Figure 16. Valeurs cumulées de la pluie, de la lame d'eau écoulée et du déficit d'écoulement (« mise en réserve ») lors de la crue d'octobre 1987 dans le bassin du Laval

Après une première phase très classique pendant laquelle toute la pluie est absorbée par le sol (pluie d'imbibition) la réserve s'écarte de la courbe des pluies mais ne cesse pas d'augmenter pour autant qu'il pleuve. Il n'y a donc *pas d'effet de seuil* (sauf pour la pluie d'imbibition) et le bassin continue d'absorber une partie des précipitations tant que dure la pluie.

Et ce qui est plus surprenant, c'est que le quota de pluie mis en réserve est relativement constant, comme on peut le voir sur la Figure 17, qui représente le double cumul pluie-déficit d'écoulement pour les deux périodes pluvieuses et la pluie d'imbibition :

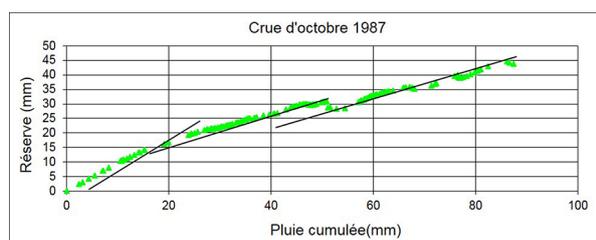


Figure 17. Double cumul entre la pluie et le déficit d'écoulement lors de la crue d'octobre 1987 dans le bassin du Laval

Après la pluie d'imbibition déjà identifiée, le pourcentage de la pluie absorbée par le sol est constant, bien que l'intensité soit très variable (quoique toujours relativement faible) comme on a pu le voir sur les Figures 15 et 16.

À ce pourcentage constant de la pluie mise en réserve correspond évidemment un pourcentage constant de la pluie écoulée. Cette constance peut

donc se représenter de la même façon par un graphique de double cumul pluie-débits (Figure 18) :

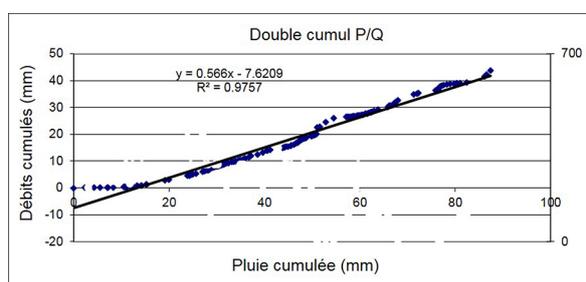


Figure 18. Double cumul entre la pluie et la lame écoulée lors de la crue d'octobre 1987

La pente est légèrement supérieure à 0,5, ce qui signifie que seulement un peu plus de la moitié des pluies se retrouve dans les écoulements ; l'ordonnée à l'origine de 13,5 mm pour les pluies correspond à la quantité d'eau que le bassin absorbe avant de réagir³. Ces valeurs représentent bien les ordres de grandeur à la fois de la proportion de la pluie qui échappe à l'écoulement superficiel et de la pluie d'imbibition.

Observés lors d'une crue longue, avec de faibles intensités, ces déficits d'écoulement importants se retrouvent-ils lors d'orages d'été présentant des intensités beaucoup plus fortes entraînant une crue très rapide ? C'est ce qu'on va voir sur l'exemple de la crue d'août 1992.

B. Crue du 29 août 1992

Les données sont les suivantes :

P = 64,8 mm

Q = 29,7 mm

Pluie d'imbibition = 11,5 mm

Durée = 8 h

Rh en fin de crue = négligeable

Intensité max. pendant ¼ d'heure : 40 mm/h

Pointe de crue : $12,35 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$

Déficit d'écoulement : 35,1 mm

Cette crue, présentée aux mêmes échelles que la précédente, fait l'objet de la Figure 19.

Des intensités beaucoup plus fortes à l'échelle horaire comme cela se voit sur le graphique, mais plus encore aux échelles temporelles plus brèves, provoquent des pointes de crue très vives, dépassant $14 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}.\text{km}^2$.

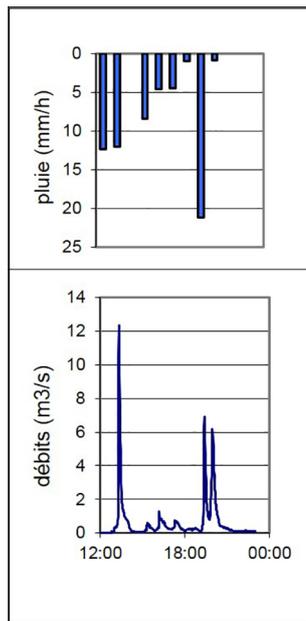


Figure 19. Pluie et écoulements lors de la crue du 29 août 1992 dans le bassin du Laval (les échelles sont les mêmes que pour la Figure 15)

La crue se compose de deux épisodes bien distincts :

La pluie commence à 12h, et les écoulements à 12h49 après 11,5 mm de pluie. La montée de crue s'amorce à 13h15, et 5 mn plus tard les débits dépassent $12 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. La descente est aussi rapide et à 14h15 le lit est quasiment à sec : il est tombé 24,2 mm, et la lame écoulee est de 9,7 mm soit un coefficient d'écoulement, si on élimine la pluie d'imbibition qui est de 11,5 mm, de 0,75.

Il faut pourtant relativiser ici cette notion de pluie d'imbibition. En effet, dans le $\frac{1}{4}$ d'heure qui a précédé l'amorce de crue, la pluie a été de 7,1 mm ; or $\frac{1}{4}$ d'heure correspond au temps de concentration du bassin... Il est possible que la réhumectation du bassin n'ait pas été convenable, étant donné la brièveté de l'évènement.

La seconde partie de la crue se déroule différemment, avec des pluies plus abondantes à l'échelle horaire, mais avec des pointes d'intensité plus faibles. La pluie cumulée pour cette deuxième phase est de 40,4 mm, et la lame écoulee de 20 mm. On ne tient pas compte de la décrue pour laquelle on ne dispose pas de donnée, mais le débit est inférieur à 0,01 l/s. Le coefficient d'écoulement est de l'ordre de 0,5.

Les valeurs cumulées des pluies, débits et stockage d'eau dans le sol se présentent selon la Figure 20 :

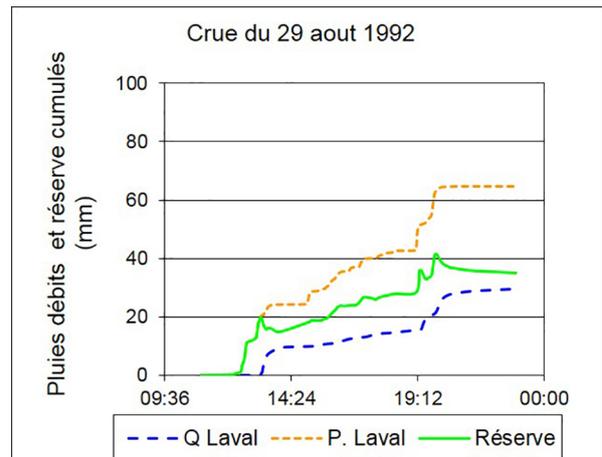


Figure 20. Valeurs cumulées de la pluie de la lame d'eau écoulee et du déficit d'écoulement lors de la crue du 29 août 1992 dans le bassin du Laval

La mise en réserve suit moins fidèlement la courbe des pluies que lors de la crue étudiée plus haut (Figure 16) ; l'explication est à chercher dans le décalage entre la pluie et les écoulements, qui est de l'ordre du quart d'heure, sensible ici étant donné l'intensité des pluies.

Mais ce qui est remarquable, c'est qu'en dépit de l'intensité des pluies et de l'importance des pointes de crue, les volumes écoulés, au moins dans la seconde partie de la crue, demeurent toujours de l'ordre de la moitié des précipitations, une fois passée la période de la pluie d'imbibition (Figure 21).

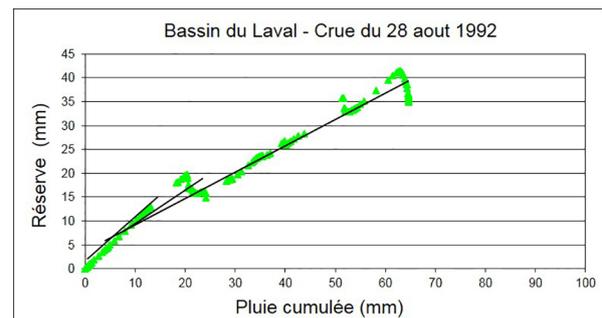


Figure 21. Double cumul entre la pluie et le déficit d'écoulement

On retrouve bien, dans ce graphique qui montre le stockage de l'eau dans le bassin versant, les trois familles de pentes observées lors de la crue précédente : une première proche de 1 correspondant à la pluie d'imbibition (toute la pluie s'infiltré) ; une seconde pendant laquelle les écoulements sont importants et enfin une troisième, plus durable, qui montre une part d'infiltration globalement proportionnelle à la pluie.

Comme pour la crue précédente, on peut établir un graphique pluie-débit (Figure 22). En temps réel, la relation n'est pas bonne à cause de l'irrégularité des intensités et de la non prise en compte du temps de concentration.

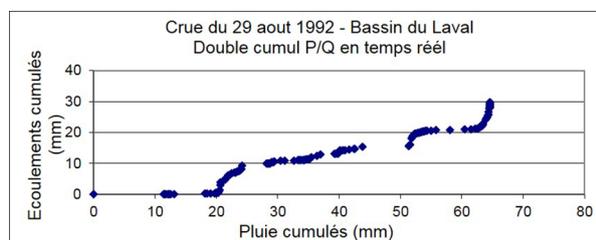


Figure 22. Double cumul entre la pluie et la lame écoulée lors de la crue du 29 août 1992

Mais la prise en compte d'un temps de concentration d'un quart d'heure améliore beaucoup la relation (Figure 23).

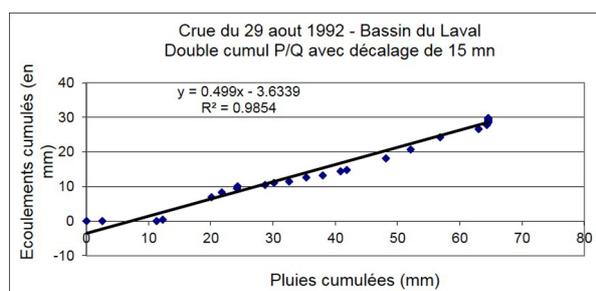


Figure 23. Double cumul entre la pluie et la lame écoulée lors de la crue du 29 août 1992 avec décalage de 1/4 d'heure entre les pluies et les débits)

La pente est proche de 0,5, avec une ordonnée à l'origine de 7,28 mm pour la pluie : des résultats du même ordre que ceux de la crue d'octobre 1987 (Figure 18), en dépit des conditions de répartition des pluies et des débits très différents.

C. Conclusion

Ces deux études de crues montrent qu'un déficit d'écoulement important se produit au cours de crues que celles-ci soient longues ou rapides. Ce déficit d'écoulement doit être attribué soit à la reconstitution d'une réserve hydrique, soit à des infiltrations profondes qui échappent aux écoulements superficiels à l'échelle du bassin.

La reconstitution d'une réserve hydrique n'est pas l'explication retenue étant donné la relative constance de la pluie d'imbibition, qui s'observe pour la plupart des crues (Cosandey, 2004) ; cette pluie d'imbibition doit être assimilée à la capacité

de saturation des sols du bassin. De plus, l'absence de seuil rejoint les observations faites à ce sujet lors de l'étude des déficits d'écoulement à l'échelle annuelle (*cf. supra § C.*)

Il faut donc attribuer ces déficits à une infiltration profonde qui se produirait dans le temps même de la crue, et poser la question de la réalité de l'imperméabilité du substrat marneux, qu'on est amené ici à mettre en question.

Plusieurs autres ensembles de résultats vont dans ce sens, comme on va le voir.

VI. LES MARNES NOIRES, ROCHES PERMÉABLES ?

A. Les écoulements dans la Roubine

Outre les bassins étudiés, une « roubine » contiguë au bassin du Laval (Figure 1), de très faible surface (1330 m²), avec 79 % de terrains nus et une pente moyenne de 75 % est instrumentée pour l'étude des crues. Or les travaux portant sur huit événements font état de coefficients d'écoulements qui varient entre 13 à 35 %, pour des événements pluvieux eux-mêmes variant de 24 à 139 mm, sans relation claire ni avec la hauteur des précipitations, ni avec l'index des pluies antérieures (Cras, 2005).

La faiblesse des écoulements ne peut s'expliquer ni par la constitution de réserves hydrologiques - les écoulements cessent quasi simultanément avec l'arrêt des pluies et il n'y a aucun débit de base -, ni par le rôle des réserves hydriques : si la demande d'évaporation peut être forte pour ces terres noires dont la pente peut augmenter l'énergie reçue, l'absence de mèche végétale empêche tout assèchement des sols en profondeur.

Il n'est donc pas possible d'exclure l'occurrence d'écoulements souterrains importants, échappant au seuil de jaugeage.

Ces très faibles valeurs des coefficients d'écoulements s'observent également dans les bassins voisins du Laval (22 à 54 %) et du Moulin (19 à 63 %).

On peut penser que les infiltrations doivent se retrouver dans les écoulements en aval, et que les coefficients d'écoulement augmentent avec la taille du bassin. Ceci paraît se confirmer à l'échelle des

bassins de Draix, puisqu'il semble qu'effectivement les coefficients d'écoulement sont plus faibles à la Roubine (en dépit de conditions plus favorables, pentes plus forte et végétation moindre), que dans les bassins plus grands.

Il peut être intéressant de voir ce que donnent des mesures stationnelles portant sur la capacité d'infiltration des sols.

B. Résultats des mesures de terrain

Plusieurs campagnes de mesures de terrain ont permis de préciser les capacités d'infiltration des sols marneux des bassins de Draix,

1. Mesures de conductivité hydraulique à saturation

Différentes campagnes de mesures dans le bassin du Moulin, voisin du Laval (*cf.* Figure 1) et qui présente des caractéristiques de pente, de végétation et de géologie comparables, ont donné les valeurs suivantes pour la conductivité hydraulique à saturation (Figure 24).

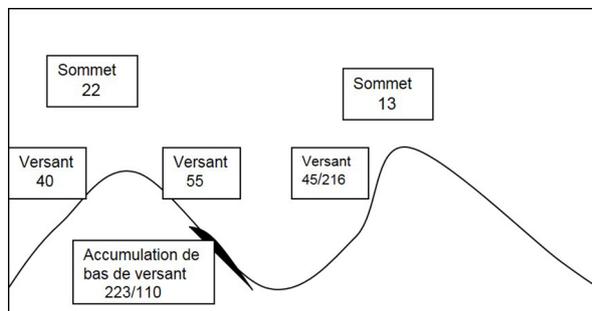


Figure 24. Valeurs moyennes de la conductivité hydraulique à saturation d'après les travaux de Estèves *et al.* 2005 (Les valeurs sont exprimées en mm.h⁻¹ ; elles sont moyennées lorsque les écarts entre les répétitions et les différentes méthodes ne sont pas importants ; les valeurs extrêmes sont conservées dans les autres cas)

Ces chiffres sont établis à partir de sols nus, et il est à penser qu'ils sont supérieurs pour des sols végétalisés, même partiellement. Ils représentent donc – en théorie – les valeurs minimales d'infiltration. Il est à noter qu'ils sont relativement élevés. Mais, ce qui est curieux, c'est qu'ils sont particulièrement faibles au sommet des ravines, alors que les travaux de Maquaire *et al.* (2002) sur le bassin voisin du Laval, font état d'épaisseurs de sédiments justement plus grandes sur ces sommets.

Il est connu que les mesures ponctuelles d'infiltrométrie, pour intéressantes qu'elles soient, ne rendent pas forcément compte du fonctionnement d'un bassin lors d'évènements pluvieux, notamment parce que cette méthode ne prend pas en compte d'éventuelles modifications des états de surface ; c'est tout l'intérêt des mesures d'infiltration réalisées à partir de pluies simulées dont on va voir les résultats.

2. Simulation de pluie

Une première campagne avait été menée par Grésillon (1997) sur une surface de 5 à 10 m² sous des précipitations dont l'intensité n'est pas précisée, mais probablement de l'ordre de 200 mm/h. Les résultats montrent un ruissellement très important, ne laissant, après la pluie d'imbibition, qu'une infiltration de 10 à 20 mm/h, et qui va en diminuant. On peut penser que l'énergie cinétique de telles précipitations modifie l'état de surface d'une manière qui ne se rencontre pas dans les conditions naturelles. Ces résultats, s'ils permettent de mieux identifier les processus, ne sont pas représentatifs du fonctionnement du bassin versant.

Une autre campagne de simulation de pluie, cette fois-ci sur des parcelles de 1 m², ont comporté un plus grand nombre de sites et de mesures (Mathys *et al.*, 2005). Les pluies simulées ont été de 20 mm/h. Les coefficients de ruissellement sont demeurés très faibles, en général de quelques pourcents (exceptionnellement atteignant 26 %, sans pour autant que cette valeur paraisse significative). Des expérimentations menées avec des intensités beaucoup plus fortes (90 à 150 mm/h) font état de coefficients qui, pour être beaucoup plus élevés, ne dépassent pourtant pas 60 %, ce qui laisse dans tous les cas une infiltration > 60 mm/h, bien supérieure à celle observée par Grésillon (1997).

Lors de ces expérimentations, il n'a pas été noté d'influence de l'intensité des pluies précédentes sur la valeur du coefficient d'infiltration, donc d'un rôle quelconque de la modification des états de surface. Ceci n'est pas complètement surprenant, étant donné la composition granulométrique grossière de ces sols peu sensibles à la battance, mais un peu en contradiction avec les résultats de Grésillon (1997).

L'inconvénient des simulations de pluies est de ne pas prendre en compte des processus de saturation

qui concerneraient de plus grandes surfaces que celles correspondant aux expérimentations. De même, étant réalisées sur de petites surfaces, elles ne tiennent pas compte de possibilités de circulations latérales dans l'épaisseur du sol. D'où l'intérêt d'observation sous pluies naturelles qui concernent l'ensemble du bassin versant,

3. Mesures sous pluies naturelles

Or ces mesures sous pluies naturelles donnent des valeurs sensiblement différentes. Les pluies supérieures à 15 mm donnent toutes des ruissellements non négligeables, avec des coefficients qui vont, selon les événements et les sites, de 17 à 73 %, pour des pluies de 17 à 32 mm.

Ces résultats confirment le fait bien connu que les simulations de pluies, si elles peuvent fournir des informations intéressantes sur les processus de formation du ruissellement, ne permettent pas de transposer les résultats à l'échelle du bassin ; mais en tout état de cause, le ruissellement ne dépasse guère 50-60 % de la pluie incidente (en tout cas jamais si on fait la moyenne des différentes parcelles), ce qui est de l'ordre de grandeur de ce qu'on observe lors des grandes crues. Et qui confirme l'importance des infiltrations profondes, et la forte perméabilité des marnes.

VII. CONCLUSION

L'ensemble des résultats que l'on vient de voir obligent à conclure à la perméabilité des marnes, due probablement à la combinaison de porosité entre les feuillets et d'une perméabilité plus « en grand », comme celle signalée par Estèves (2005) lors d'une mesure d'infiltration sur un versant du Laval. Il est possible en effet que les filons de calcite – qui justement se sont formés grâce à la circulation de l'eau dans la marne en place – restent des chemins d'infiltration préférentielle.

Cette forte perméabilité, contraire aux idées généralement admises, conduit à revoir un certain nombre de démarches et de conclusions : i) le calcul de bilans annuels, notamment pour approcher les valeurs d'ETR ne sont pas possibles, puisqu'on ignore les pertes souterraines ; ii) les conclusions quant au rôle modérateur de la forêt, tant sur les crues que sur les érosions demeurent vraies ; iii) en contrepartie, il est clair que la forêt réduit beaucoup

plus les écoulements qu'on ne l'avait envisagé tout d'abord. En effet, au déficit d'écoulement de surface observé dans le bassin boisé par rapport au bassin déboisé s'ajoute un déficit d'infiltration : l'eau stockée dans le bassin nu n'est que peu reprise par l'évaporation, faute de végétation pour puiser l'eau dans le sol même si, en été, une forte demande d'évaporation liée à la pente et à la couleur foncée du sol peut se produire ; le stockage dans la tranche superficielle du sol est donc faible. Dans le bassin boisé au contraire l'eau d'infiltration est retenue dans le sol et reprise par la végétation, ce qui maintient des capacités de stockage dans le sol et réduit d'autant l'infiltration profonde. Sans qu'il soit possible de les chiffrer exactement, les volumes repris par l'évaporation sont plus importants dans le bassin boisé que dans le bassin déboisé, et diminuent d'autant l'infiltration profonde, donc les écoulements en aval ; iv) il en découle que, dans le cas étudié ici la forêt réduit de façon notable non seulement les écoulements de surface du bassin considéré, mais aussi les écoulements de base des cours d'eau situés plus en aval.

Par ailleurs la mise en évidence de cette forte perméabilité devra conduire à se poser la question des processus générateurs des crues, et pourquoi les coefficients de pertes souterraines restent relativement constants, quelle que soit l'intensité de la pluie.

REMERCIEMENTS

Tous ceux de Draix... Ils se reconnaîtront !

NOTES

¹ Les lois « Restaurations des Terrains de Montagne » ont été votées au milieu du XIX^{ème} siècle en France pour restaurer les terrains très dégradés notamment par la sur-exploitation agricole.

² Bassin Versant Représentatif et Expérimental.

³ L'ordonnée à l'origine négative pour les débits n'est que la prolongation de la courbe d'ajustement, et n'a pas de sens physique.

BIBLIOGRAPHIE

Cambon, J.M., Mathys, N., Meunier, M. & Olivier J.E. (1990). Mesures des débits solides et liquides sur

- des bassins versants expérimentaux de montagne. Hydrology in Mountainous Regions, I - Hydrological Measurements; the Water Cycle (Proceedings of two Lausanne Symposia, August 1990), IAHS Publ, n°193, pp 231-238.
- Cras, A. (2005). Étude de la dynamique de fonctionnement hydrologique des bassins versants torrentiels marneux, apport du traçage naturel. Thèse, Université d'Avignon, 327p.
- Cras, A., Marc, V. & Travi, Y. (2007). Hydrological behavior of sub-Mediterranean alpine headwater streams in a badlands environment. *Journal of Hydrology*, 339(3-4), 130-144.
- Cosandey, C. (2004). Étude du coefficient d'écoulement lors des événements de crue dans les bassins de Draix, Rapport interne, 17 p + 2.
- Cosandey, C., Mathys, N., Maquaire, O. & Estèves, M. (2007). Les marnes, roches imperméables ? Processus générateurs des crues dans les marnes noires de la région de Digne les Bains. Actes des JSIRAUF, Hanoi, 6-9 novembre 2007, 8p.
- Cosandey, C. & Robinson, M. (2012). Hydrologie Continentale, Armand Colin, collection U, 2^{ème} éd., 448 p.
- Estèves, M., Descroix, L., Mathys, N. & Lapetite, J.M. (2005). Soil Hydraulic properties in a marl gully catchment (Draix, France). *Catena*, 63, 282-298.
- Garel, E. (2010). Étude des processus de recharge des nappes superficielles et profondes dans les versants marneux fortement hétérogènes. Cas des Terres noires des Alpes du Sud de la France. ORE Draix Thèse, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, 237p.
- Grésillon, J.M. (1997). Rétention de l'eau, imperméabilité des sols et compréhension des processus hydrologiques in « les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne. Acte du séminaire, Draix Le Brusquet Digne, 22-24 octobre 1997. Cemagref Editions, Antony. p. 303-312.
- Maquaire, O., Ritzenthaler, A., Fabre, D., Ambroise, B., Thierry, Y., Truchet, E., Malet, J.P. & Monnet, J. (2002). Caractérisation des profils de formations superficielles par pénétrométrie dynamique à énergie variable : application aux marnes noires de Draix (alpes de Haute-Provence, France). *CR Géosciences*, 334, 835-841.
- Mathys, N., Klotz, S., Estèves, M., Descroix, L. & Lapetite, J.M. (2005). Runoff and erosion in the Black Marls of the French Alps: Observations and measurements at the plot scale. *Catena*, 63(2-3), 261-281.
- Poinard, D. (2000). Analyse hydrologique de deux bassins montagneux à couvert végétal contrasté, DEA Sc, De l'eau, Montpellier II, 42 p + Annexes.
- Richard, D. & Mathys, N. (1997). Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix. Caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis au cours de 10 ans de suivi. In Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne. Acte du séminaire, Draix Le Brusquet Digne, 22-24 octobre 1997. Cemagref Editions, Antony. p. 11-27.

Coordonnées de l'auteure :

Claude COSANDEY
LGP, CNRS, Meudon
cosandey@cnrs-bellevue.fr