



HAL
open science

**Les bassins versants expérimentaux de Draix,
laboratoire d'étude de l'érosion en montagne =
Experimental catchments of Draix: a field laboratory for
mountains erosion studies**

N. Mathys

► **To cite this version:**

N. Mathys. Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne = Experimental catchments of Draix: a field laboratory for mountains erosion studies. Cemagref Editions, pp.323, 1999, 2-85362-514-1. hal-02577964

HAL Id: hal-02577964

<https://hal.inrae.fr/hal-02577964v1>

Submitted on 13 Jun 2023

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

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

ACTES DE
COLLOQUE

*Draix,
Le Brusquet,
Digne
2-24 oct. 1997*

PUB 00005396

Les bassins versants expérimentaux
de Draix, laboratoire d'étude de
l'érosion
en montagne

Experimental catchments of Draix :
a field laboratory for mountains
erosion studies

CEMA 32

Cemagref
EDITIONS

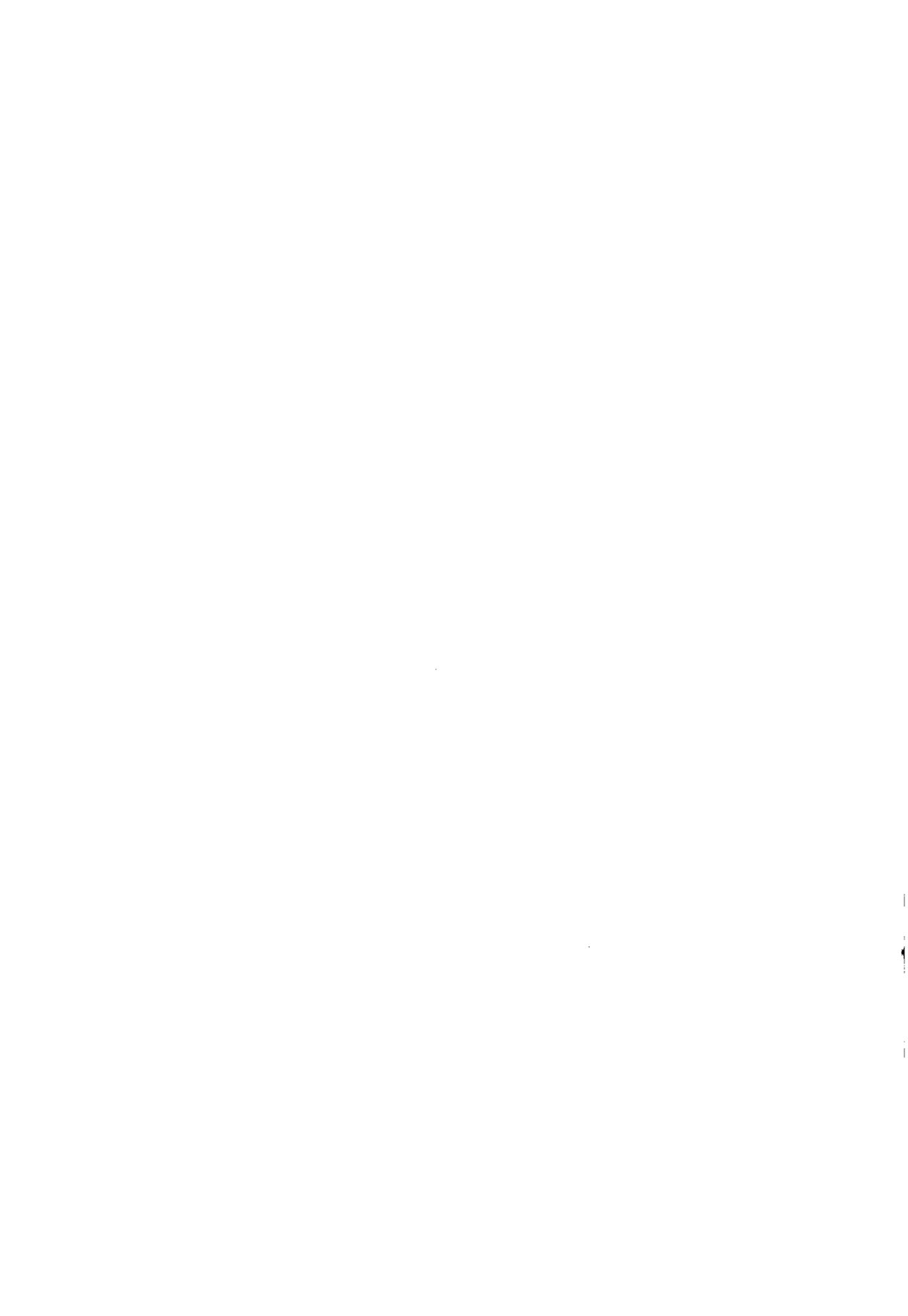
CEMAGREF
DOCUMENTATION
CLERMONT-FERRAND

Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne

Actes du séminaire

Draix – Le Brusquet – Digne 22 -24 octobre 1997

**Coordination : Nicole Mathys
Préparation de l'édition : Martine Girier**



Séminaire

**Les bassins versants expérimentaux de Draix,
laboratoire d'étude de l'érosion en montagne**

*Experimental catchments of Draix :
a field laboratory for mountain erosion studies*

Draix – Le Brusquet – Digne 22 -24 octobre 1997

Coordinateur scientifique
Nicolle Mathys - Cemagref

Présidents de séance :
Bruno Ambroise – CNRS Strasbourg
Michel Goueffon – RTM Digne
Thierry Bariac – GYP Hydrosystèmes
Georges Rovera – IGA Grenoble

Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne, Actes du séminaire , Draix, Le Brusquet, Digne, 22 au24 octobre 1997. ©1999 Cemagref ; Collection *Actes de colloque*, ISBN 2-85362-514-1 - Dépôt légal 1^{er} trimestre 1999 - Impression et façonnage Ateliers Cemagref BP 44, 92163 Antony, Cedex. Vente par correspondance : PUBLI-TRANS, BP 22, 91167 Longjumeau, Cedex 9. Diffusion aux libraires TEC et DOC, 14 rue de Provigny, 94236 Cachan Cedex, tél. : 01 40 67 00. 324 pages – 250 F TTC.

Préface

Il y a une vingtaine d'années, le Cemagref a décidé de promouvoir un bassin versant expérimental adapté à l'étude des érosions, des transports de sédiment dans les torrents de montagne. Ce projet a été rendu possible en grande partie grâce aux services de Restauration des terrains en montagne (RTM) qui se sont associés à l'opération. Le défi technique était important car les observations sur de tels bassins sont difficiles et peu de pays européens ont osé une telle aventure. Par conséquent, quelques années plus tard des programmes de recherche européens ont permis de mener des travaux innovants en lien avec la communauté scientifique.

Après cette première phase d'une quinzaine d'années, le renouvellement des thèmes de recherche ne s'est pas produit naturellement.

Le département, conforté par le RTM, a considéré qu'il fallait préserver cet outil de travail scientifique et l'ouvrir beaucoup plus largement à la communauté scientifique de façon à faire émerger des recherches novatrices nécessaires pour améliorer la compréhension des phénomènes et ainsi apporter des réponses aux questions des services opérationnels.

Il a été souhaité que cette prise de position soit manifestée clairement au travers d'un événement particulier, qui a pris la forme d'un séminaire scientifique organisé à Digne à la fin du mois d'octobre 1997. Ce séminaire donnait également l'occasion de faire part à la communauté scientifique concernée des travaux et résultats les plus récents acquis sur le site des bassins versants de Draix, et en retour de bénéficier des résultats et enseignements de travaux similaires. C'est la teneur de ces journées qui fait l'objet de ce recueil d'actes. Ces rencontres ont été un vrai succès, si l'on en croit non seulement le grand nombre de participants de toutes origines et la qualité des présentations et des débats, mais aussi les nombreuses manifestations d'intérêt que la communauté scientifique a formulé pour l'outil BVRE de Draix.

Un programme scientifique est en cours de construction, nous y avons associé les acteurs du domaine (PNRH, GIP hydrosystèmes, etc.), et nous avons formulé le projet de constitution d'un GIS qui devrait aider à structurer et dynamiser le réseau de collaborations.

Le département "Equipements pour l'eau et l'environnement" souscrit totalement et apportera son soutien à cette démarche de collaboration active.

Rémi Pochat
Chef du département du Cemagref
"Equipements pour l'eau et l'environnement"

Sommaire

Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix. Caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis Au cours des dix ans de suivi <i>D. Richard, N. Mathys, Cemagref Grenoble</i>	11
---	----

De l'observation à l'interprétation : (1) les crues

Genèse des crues « Cévenoles » et fonctionnement hydrologique de bassins élémentaires de moyenne montagne <i>C. Cosandey, Laboratoire de géographie physique Meudon</i>	29
Impact d'un incendie de forêt sur l'hydrologie d'un petit bassin versant méditerranéen. Incertitudes liées à la méthodologie d'analyse et à la métrologie <i>J. Lavabre, N. Folton, P. Arnaud, Cemagref Aix-en-Provence, Cl. Martin, CAGEP-URA Aix-en-Provence</i>	41
Les fortes crues d'août 1997 à Draix : d'un printemps sec à des records de charges solides <i>J.E. Olivier, Cemagref Grenoble</i>	53
Formation des fortes crues dans les bassins versants expérimentaux de Draix : la crue exceptionnelle du 8 septembre 1994 <i>N. Mathys, J.E. Olivier, Cemagref Grenoble, J.P. Cambon, Cemagref Aix-en-Provence</i>	65

De l'observation à l'interprétation : (2) hydrologie et érosion

Utilisation de modèles pluie-débit simples pour analyser l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie des bassins versants <i>V. Andréassian, Cemagref Antony</i>	77
Apport de la télédétection à l'étude de l'impact hydrologique de la reprise végétale après un incendie de forêt. Application au bassin versant méditerranéen du Réal Collobrier (Var, France) <i>P. Viné, Ch. Puech, Laboratoire de télédétection Montpellier, J.M. Grésillon, ENSHMG Grenoble</i>	89
Mesure de l'érosion sur ravines élémentaires et essais de végétalisation. Bassin versant expérimental de Draix <i>Y. Crosaz, SNCF Paris, F. Dinger, Cemagref Grenoble</i>	103

Rythmes saisonnier et annuel du ravinement sur les hautes terres granitiques cévenoles. L'exemple de la ravine de l'Aubaret (Mont Lozère, France) <i>P. Allée, CNRS-UPRESA Limoges</i>	119
---	-----

Approches fonctionnelles du ruissellement et de l'érosion

Traçage isotopique d'une crue sur le bassin versant marneux du Laval <i>V. Marc, Laboratoire d'hydrogéologie Avignon, N. Mathys, Cemagref Grenoble</i>	129
Dynamique sédimentaire d'un petit fleuve côtier du Piémont pyrénéen soumis à un climat océanique <i>E. Maneux, DGO – UMR CNRS EPOC Bordeaux, O. Clément, X. Charriton, J. Dumas, L. Barrière, Station hydrobiologique INRA St Pée sur Nivelle</i>	135
Rainfall simulations and soil temperature measurements at steep marly slopes in the Draix Experimental Research Basin <i>D.J. Oostwoud Wijdenes, Laboratory for experimental geomorphology Leuven P. Ergenzinger, Environmental research group Berlin</i>	143
Caractérisation de l'infiltration comme paramètre de l'érosion de versant des terrains de montagne <i>C. Thirriot, J. Noguer, Institut de mécanique des fluides–ENSEEIHT Toulouse A. Hurand, Service RTM Toulouse</i>	155
Physical weathering as a key process of badland dynamics at Vallcebre, Eastern Pyrenees <i>D. Regués, F. Gallart, CSIC Barcelone</i>	173
Dynamique du transport solide du torrent du Laval à Draix <i>D. Richard, Cemagref Grenoble</i>	187

Approches régionales, approches historiques

Détermination des plaques de sol nu par télédétection. Application aux marnes de Draix <i>Ch. Puech, Laboratoire de télédétection Montpellier</i>	199
Evaluation des risques de colmatage du lit mineur d'une rivière dans une optique de gestion des ressources aquatiques vivantes <i>L. De Maisonneuve, O. Clément, J. Dumas, Station d'hydrobiologie INRA St Pée sur Nivelle, E. Maneux, EDF URA-CNRS Bordeaux</i>	211
Les bassins versants de Draix, expérimentaux... et représentatifs <i>S. Brochot, Cemagref Grenoble</i>	223

Apparition et évolution de roubines à Draix <i>J.L. Ballais, CAGEP-URA CNRS Aix-en-Provence</i>	235
Quantification de l'érosion dans les varves glacio-lacustres de la Combe d'Ain (Jura, France) au cours de la période post-glaciaire <i>M. Campy, J.F. Buoncristiani, V. Bichet, Centre des sciences de la terre Dijon</i>	247
Histoire de l'occupation de l'espace au XIX ^{ème} siècle dans les bassins expérimentaux du Saignon, du Brusquet et du Laval (Alpes-de-Haute-Provence) <i>D. Vallauri, Ph. Vincent, Cemagref Grenoble</i>	263

Instrumentation et mesures

Capteur à fibres optiques pour la mesure de concentration lors de crues torrentielles <i>L. Bergougnoux, J. Misquich-Ripault, J.L. Firpo, IUSTIM Marseille</i>	279
Méthodes géophysiques et essais géotechniques adaptés à l'évaluation des volumes mobilisables dans un bassin versant. Application à la simulation d'une crise érosive (Torrent de l'Eglise, Savoie) <i>D. Fabre, Lirigm Grenoble</i>	291
Rétention en eau, infiltrabilité des sols et compréhension des processus hydrologiques <i>J.M. Grésillon, LTHE Grenoble</i>	303
Sarenes, un bassin versant de recherche et d'expérimentation nivo-glaciaire <i>F. Valla, Cemagref Grenoble</i>	313

Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix. Caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis au cours de dix ans de suivi

History, technical and scientific context of the experimental basins of Draix. Characteristics, available data and main results after ten years of monitoring

Didier RICHARD, Nicole MATHYS Cemagref,
2 rue de la papeterie - BP 76, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex
Tél. : +33 (0)4 76 76 27 73 ; Fax. : +33 (0)4 76 51 38 03 ;
Messagerie électronique didier.richard@cemagref.fr, nicolle.mathys@cemagref.fr

Résumé

Situés dans les Alpes du sud-est de la France, les bassins versants expérimentaux de Draix créés dans les années 1983-84 ont pour principal objet l'étude de l'érosion torrentielle en montagne et celle des moyens de protection correspondants. Les bassins sont situés sur des marnes très érodables. L'érosion, et par conséquent les transports solides y sont particulièrement importants. Quatre petits bassins versants, entre 1 000 m² et 1 km² environ, de taux de végétation variés, sont instrumentés, permettant ainsi l'étude et la quantification des phénomènes érosifs et de ruissellement, en fonction de la végétation et de la taille du bassin. L'historique et l'équipement des bassins sont présentés ainsi que les observations et principaux résultats sur les thèmes de l'hydrologie, l'étude et la quantification des phénomènes érosifs, l'hydraulique torrentielle.

Abstract

Located in Alps of south-eastern France, the experimental catchments of Draix were created in the period 1983-1984 and aim principally at studying mountain erosion processes and corresponding protection devices. The substratum of the basins is black marls, a very erodible ground. As a result, erosion processes and sediment transport are particularly high in that area. Four small watersheds, from 1 000 m² to 1 km² with various vegetation cover rates are equipped to study and quantify runoff and erosion processes, according to the vegetation cover and basin size. The paper reports the historical

background and equipment of the catchments. The observations and main results in the topics of hydrology, erosion process study and torrential hydraulics are presented.

Introduction

Situés dans les Alpes du sud, les bassins versants expérimentaux de Draix ont pour principal objet l'étude de l'érosion torrentielle en montagne et des moyens de correction correspondants. Créé dans les années 1983-84 par le *Cemagref* et le service de restauration des terrains en montagne (RTM), ce laboratoire de terrain permet l'étude et la quantification des phénomènes de ruissellement et d'érosion, et l'étude de la dynamique de la végétation, naturelle ou implantée dans le cadre des travaux de restauration. Y sont également menées des expérimentations sur le matériel végétal et les techniques permettant de végétaliser des terrains aussi minéraux que les marnes noires.

Après plus de dix ans de suivi, les équipes gestionnaires ont ressenti le besoin de dresser et de présenter le bilan des travaux réalisés avec le support des bassins, d'échanger leurs expériences et de confronter leurs résultats avec d'autres équipes ayant réalisé des travaux semblables sur d'autres sites ou dans des contextes voisins. C'est pourquoi il a été décidé d'organiser un séminaire à Digne en octobre 1997 avec une première journée sur le site consacrée à la visite des installations et à la présentation des observations réalisées. Le présent article a pour ambition de reprendre les informations données sur le terrain ou en salle sur le contexte et l'historique de l'équipement de ces bassins, de présenter les dispositifs de mesure, de dresser un panorama des observations réalisées et des principaux acquis des travaux menés sur ces bassins et d'esquisser quelques perspectives pour la période qui s'ouvre.

1. Historique et contexte scientifique et technique

Les BVRE de Draix sont nés de la rencontre des souhaits en matière de recherche de la division Protection contre les érosions du *Cemagref* et des préoccupations du service de Restauration des terrains en montagne en matière de conception et de réalisation de travaux de correction torrentielle. Ainsi, suite à une expérience malheureuse dans la région de Barcelonnette (1978 - 81), le *Cemagref* se lança à la recherche d'un nouveau site, se tournant pour cela vers les services de Restauration des terrains en montagne (RTM). Les terrains proposés alors par le service RTM de Digne (Alpes de haute Provence) semblant correspondre aux enseignements tirés de la précédente expérience, furent retenus. Leur équipement débutera en 1983 avec la collaboration de la division Hydraulique générale du *Cemagref* d'Aix-en-Provence pour la partie hydrométrie - hydrologie jusqu'en 1996. Les bassins versants actuellement équipés se situent à une quinzaine de kilomètres au nord-est de Digne, sur les territoires communaux de Draix et du Brusquet. Ils s'étagent entre 800 m et 1260 m d'altitude environ (*Cemagref*, 1988).

- ils sont situés sur les marnes noires du callovo-oxfordien, un étage extrêmement sensible à l'érosion et qui pose le plus de problèmes au service RTM. Leur représentativité semble acquise, sachant que les Marnes noires concernent environ 200.000 ha dans les Alpes du sud, et y sont le siège de l'essentiel des phénomènes d'érosion (Coulmeau, 1987, Brochet, 1993) ;

- les terrains concernés sont presque entièrement inclus en séries domaniales RTM, ce qui laisse une grande liberté en matière d'expérimentation, d'autant plus qu'ils ne présentent aucun risque pour l'aval ;
- enfin, des bassins versants très équivalents existent à proximité immédiate, qui ont été entièrement reboisés à la fin du siècle dernier. Ces bassins, également situés en séries domaniales, ouvrent la possibilité de comparaisons en fonction du couvert végétal. L'un d'entre eux (au Brusquet) a d'ailleurs été inclus dans le dispositif.

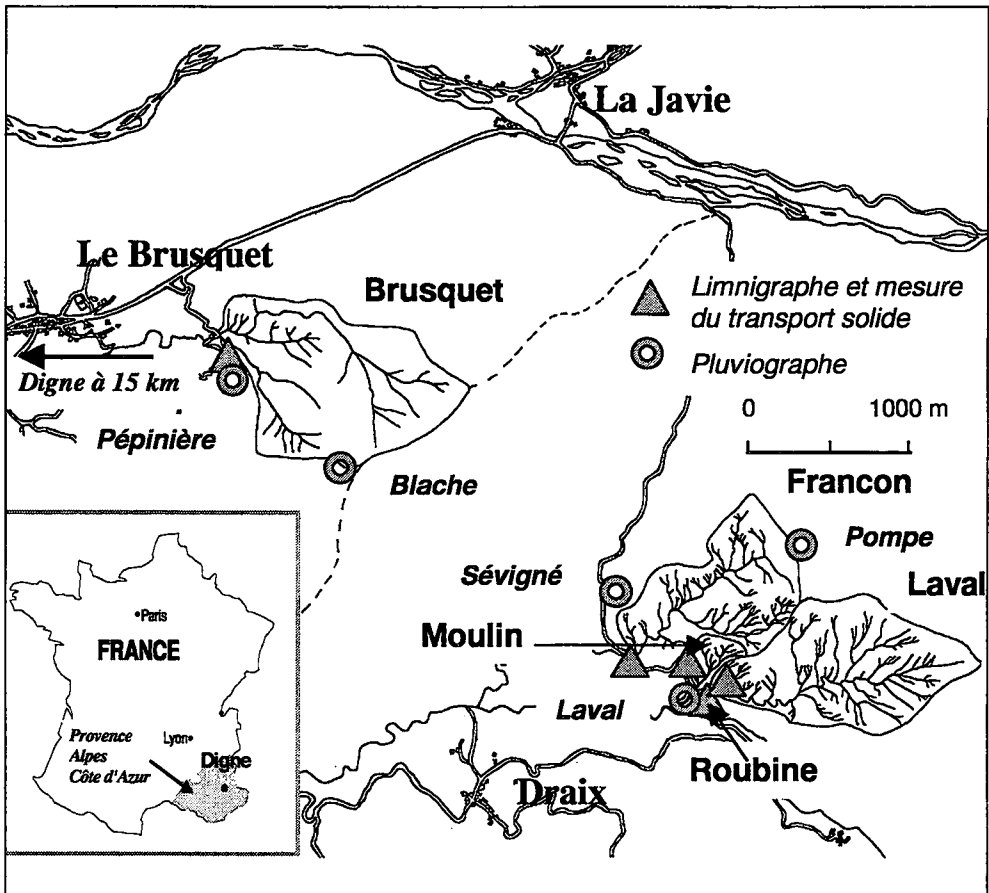


Figure 1 - Localisation des bassins de Draix- Le Brusquet

Deux bassins ont d'abord été instrumentés dès 1983 :

- le petit bassin versant de la Roubine (0,133 ha), pour disposer d'un bassin représentatif de l'unité hydrographique élémentaire ;
- le bassin du Laval (86 ha, fortement dégradé).

Très rapidement après, en 1984, un second bassin de l'ordre de grandeur du Laval a été équipé : le Francon (73 ha). L'objectif initial consistait à suivre en parallèle pendant un certain nombre d'années ces deux bassins relativement similaires, de façon à les situer l'un par rapport à l'autre. La restauration du Francon devait ensuite être engagée, tandis que le Laval était conservé en l'état à titre de témoin, de façon à quantifier l'effet de la végétation sur les crues et le transport solide, et son évolution au fur et à mesure de la croissance de la végétation. Pour toutes sortes de raisons liées tant à l'ambition du projet qu'à la mauvaise conformation de la station de mesure du Francon, ce projet n'a pas été engagé et le bassin du Francon a progressivement été abandonné.

C'est pourquoi un troisième "grand" bassin, le Brusquet (108 ha), a été retenu et instrumenté à son tour en 1987. Le Brusquet se situe sur un versant différent des autres bassins, qui présente la particularité d'avoir fait l'objet d'un reboisement complet à la fin du siècle dernier, lors des grandes opérations de restauration des terrains en montagne. Il offre donc la possibilité de quantifier l'effet de la végétation forestière sur les crues et le transport solide, certes uniquement pour un peuplement forestier adulte.

Enfin, un dernier bassin versant, le Moulin (8 ha, très dégradé) a été sélectionné à proximité du Laval et de la Roubine, et instrumenté à partir de 1988. Deux objectifs étaient poursuivis. D'une part, se doter d'un bassin du même niveau de dégradation mais de surface intermédiaire entre Laval et Roubine. D'autre part, sur un bassin versant de taille plus modeste, il semblait possible d'accéder à la mesure hydraulique des écoulements torrentiels non décantés, en amont du piège à sédiments. Un canal jaugeur auto-dégravant a été spécialement mis au point et installé sur le site à cette fin.

Le dispositif initialement composé de cinq bassins, dont quatre actuellement en ordre de marche, présente les caractéristiques principales rassemblées dans le tableau 1.

	Surface en ha	Taux de terrain nu en %	Pente moyenne en %
Laval	86	68	58
Brusquet	108	13	53
Moulin	8	54	30
Roubine	0.133	79	75
Francon	73	44	41

Tableau 1 - Caractéristiques physiques principales des bassins de Draix – Le Brusquet

2. Mesures effectuées sur les bassins versants de Draix

Les bassins sont équipés pour la mesure des pluies, des débits et des transports solides par charriage ou en suspension. Les pluies sont mesurées à l'aide de pluviographes répartis à l'aval et à l'amont de chaque bassin. Des pièges à sédiments (ou plages de dépôts) protègent à l'aval les stations limnigraphiques contre des transports solides très importants. Ils permettent également la mesure, par des méthodes topographiques, des volumes déposés après chaque crue. Dans la station de mesure, des limnigraphes de différents types mesurent les hauteurs d'écoulement dans des sections de contrôle ou des canaux auto-jaugeurs. La

mesure des concentrations en sédiments fins qui transitent dans la station est réalisée également, au moyen de divers procédés : prélèvements d'échantillons, procédés optiques, mesures de pression.

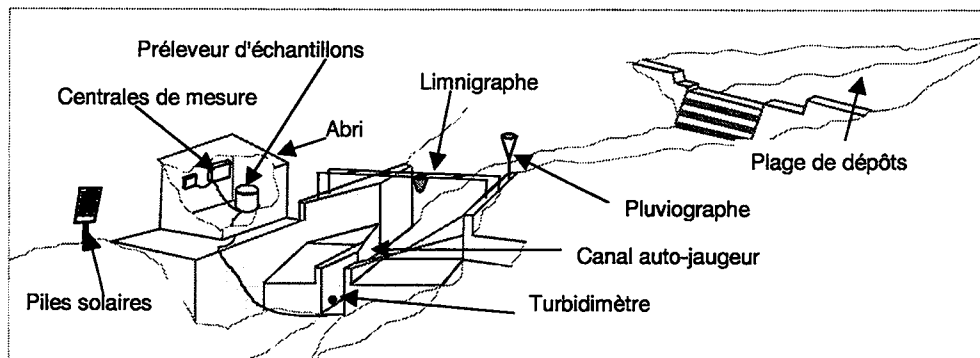


Figure 2 - Composition d'un site de mesure

L'équipement de ces sites s'est échelonné de 1983 à 1995, (tableau 1) et a nécessité le test et l'adaptation de nombreux matériels, voire la conception de matériel nouveau décrits dans Cambon J.P. et al. (1990), Olivier J.E et Pebay-Peyroula J.C. (1995), Bergougnoux L. et al. (1995).

Type de mesures	Poste	Début	Fin	Type de Mesures	Poste	Début	Fin
<i>Pluviographes</i>	LAVAL	1983		<i>Plages de dépôt</i>	ROUBINE	1983	
	SEVIGNE	1983			LAVAL	1984	
	POMPE	1985			BRUSQUET	1988	
	PEPINIERE	1987			MOULIN	1988	
	BLACHE	1990					
<i>Limnigraphes</i>	ROUBINE	1983		<i>Préleveurs</i>	ROUBINE	1983	
	LAVAL	1984			LAVAL	1985	
	FRANCON	1986	1994		FRANCON	1987	1990
	BRUSQUET	1987			BRUSQUET	1988	
	MOULIN	1988			MOULIN	1988	
				<i>Turbidimètres</i>	LAVAL	1995	
				<i>Optiques</i>	MOULIN	1994	

Tableau 2 - Calendrier des mesures

Les données brutes des pluviographes et limnigraphes font l'objet d'une critique et d'une interprétation avant d'être archivées dans des fichiers chronologiques, à pas de temps variable, avec une précision de la minute. Les données d'érosion sont traitées au niveau des épisodes ou des séquences d'épisodes. La production de sédiments à l'exutoire des bassins versants correspond, en poids, à la somme des volumes de sédiments les plus grossiers déposés dans la plage de dépôt et des volumes de sédiments les plus fins transités à la station de mesure pondérés par leur masse volumique (respectivement 1.7 et 2.65 t/m³). La

détermination de ces volumes à partir des mesures brutes est détaillée par Mathys et Meunier (1989), Borgès (1993).

Différents logiciels ont été mis au point pour les besoins spécifiques du site pour le traitement, la critique des données, la visualisation et l'extraction de résultats, simples ou élaborés. Ainsi par exemple, les catalogues des épisodes pluvieux, avec les principales caractéristiques d'intensité sont établis.

Par ailleurs d'autres mesures ou observations occasionnelles ont été réalisées sur ces bassins : suivi de parcelles d'érosion, de ravines avant et après végétalisation, topographie fine de la Roubine (par distancemètre et photogrammétrie à un an d'intervalle), suivi topographique des biefs du Laval et relevé de déplacement de cailloux magnétiques de mai à octobre 93, mesures ponctuelles de densité, de granulométrie, suivi photo des biefs du Laval entre 1991 et 1994...

Les données de base comme les données élaborées doivent cependant être utilisées avec beaucoup de circonspection compte tenu du contexte particulièrement difficile d'obtention des données. Ainsi par exemple, la courbe de tarage du Laval en débordement est toujours en cours d'élaboration et sujette à ajustement. Les données de débits sont enregistrées en continu mais ne sont pas ou peu utilisables en basses eaux. Les données sont des hauteurs de mélange eau-sédiments et, si les concentrations sont fortes, l'obtention du débit liquide nécessite une correction. En ce qui concerne les mesures d'érosion, les sources d'incertitude sont nombreuses du fait par exemple, de la variabilité des concentrations et de l'insuffisance des mesures de densité, des incertitudes inhérentes aux méthodes topographiques.

3. Principaux résultats obtenus au cours de 10 ans de suivi

3.1. Préambule

L'objectif de cette présentation est de faire un rapide tour d'horizon des observations faites par les équipes gestionnaires sur les bassins, des travaux de recherche conduits par les équipes du *Cemagref* ou d'autres équipes à partir des données recueillies. Il reprend des informations et commentaires exposés au cours de la visite des bassins lors du séminaire. Nous nous contenterons ici de donner les grandes lignes de ces travaux et le lecteur se reportera aux publications citées pour de plus amples informations. D'autres résultats sont présentés et détaillés dans différentes communications de ce séminaire.

3.2. Principales caractéristiques des pluies

La pluviométrie annuelle moyenne se situe aux alentours de 900 mm. On observe dans l'année deux périodes plus fortement pluvieuses, avril-mai et septembre-octobre, avec des totaux mensuels voisins de 100 mm. Les pluies du mois d'août sont en général dues à très peu d'averses : un à trois orages de 30 à 60 mm assez isolés dans le mois. Le mois le plus pluvieux est le mois d'octobre. En moyenne sur la période de 1984 - 1994, on a observé 204 jours par an sans pluie, 47 jours avec des pluies supérieures à 5 mm et seulement 5 jours avec des pluies supérieures à 30 mm.

Sur le poste du Laval les pluies décennales sur différentes durées sont estimées à :

Durée en mn	5	10	15	30	60	120	240	360	720	1440
Pluie en mm	9.0	15.4	19.8	27.3	32.9	43.1	48.5	55.0	65.4	93.1

Sur l'analyse des pluies, on trouvera des compléments d'information dans *Cemagref*, 1987 et Meunier et al., 1995.

3.3. Formation du ruissellement, pluie limite

Cette démarche consiste à représenter sur un même graphique les hauteurs de pluie des averses ayant provoqué ou non un ruissellement en fonction de la durée de l'épisode sec précédant l'épisode, c'est-à-dire depuis la dernière averse ayant provoqué un ruissellement. Les deux nuages de points peuvent être séparés par une courbe, appelée courbe de pluie limite (Borgès 1993, Vérité 1994, Contreras 1994 et Mathys et al. 1996).

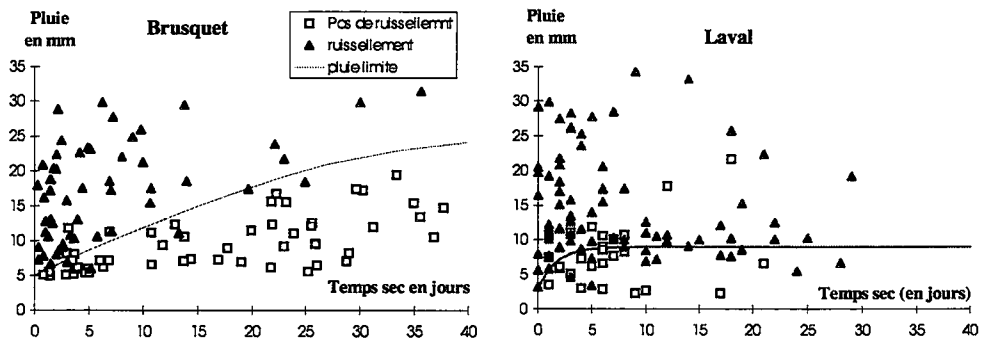


Figure 3 - Courbes de pluie limite

Ainsi, on peut observer que, sur le Laval, pratiquement toutes les pluies supérieures à 9 mm ruissellent, tandis que sur le Brusquet, après une longue période sèche, même une pluie de 20 mm ne provoque aucun écoulement à l'exutoire du bassin.

Le seuil maximal obtenu pour cette courbe de pluie limite est de 12 mm à la Roubine, 10 mm au Moulin, 9 mm au Laval et 25 à 30 mm au Brusquet. Une étude plus fine des points mal classés sur ces graphiques met en évidence le rôle de l'intensité maximale instantanée au cours de l'averse dans l'apparition du ruissellement. Cette notion de pluie limite, validée par les observations des années suivantes, a pu ensuite être efficacement utilisée pour la modélisation pluie-débit (voir ci-après).

3.4. Importance et répartition des crues

3.4.1. Observations

Les crues observées sur les bassins versants de Draix sont particulièrement violentes, avec des débits de pointe considérables, eu égard à la taille des bassins.

		ROUBINE	MOULIN	LAVAL	BRUSQUET
Débit maximal observé (date)	l/s	80	1900	20 000	2 300
	m ³ /s/km ²	60 (8/9/1994)	24 (8/9/1994)	23 (8/9/1994)	2.3 (8/9/1994)
Débit décennal <i>Gumbel, 1 max/an</i>	l/s	46.5	1300	16 500	1 450
	m ³ /s/km ²	36	16	19 <i>tarage provisoire</i>	1.3

Tableau 3 - Observations sur les débits de crue

Ainsi la plus forte crue enregistrée, en septembre 1994 a atteint 20 m³/s sur le bassin du Laval, d'à peine 1 km² de superficie (Mathys et al., 1997). Les montées en crue sont particulièrement rapides sur les bassins dénudés : ainsi au Laval, on observe couramment des montées de 1 m dans le seuil de mesure en 2 à 5 minutes ; le débit peut passer du 10 à 5 000 l/s en 11 mn (11 juillet 1995) de 10 à 3 250 l/s en 15 minutes (13 septembre 1995) ... Les montées en crue de la Roubine sont généralement inférieures à 5 mn lors des orages d'été. Par exemple, on passe de 0 à 28 l/s en 3 mn le 13 septembre 1995 (superficie du bassin 1 330 m²). Sur le bassin du Brusquet, les crues sont nettement moins rapides, avec des temps de montée de 30 à 40 minutes au minimum, de plus d'une heure généralement. Les crues y sont néanmoins parfois très élevées pour un bassin boisé d'environ 1 km² : 2.3 m³/s le 8 septembre 1994 (montée en 44 minutes), et 1.33 m³/s le 5/11/94 (montées longues au cours d'un épisode pluvieux long et soutenu). Les débits décennaux, obtenus par l'ajustement d'une loi de Gumbel sur les maximums annuels, apparaissent très élevés : de 1.3 m³/s.km² sur un bassin boisé à près de 20 m³/s.km² sur un bassin dénudé.

On observe rarement des crues entre décembre et avril, avec quelques exceptions lors de mois de décembre sans neige (1984, 1992, 1995) ; les épisodes principaux sont situés entre mai et octobre, le mois d'octobre étant le plus critique pour l'ensemble des bassins. Les crues violentes observées sur le secteur du Laval entre juin et septembre n'ont parfois aucun événement correspondant sur le secteur du Brusquet lorsqu'elles sont dues à des orages très courts ou interviennent après une longue période sèche.

3.4.2. Modélisation hydrologique

Le modèle d'érosion des torrents en crue (ETC) mis au point au *Cemagref* (Brochot, Meunier, 1996), cherche à représenter les processus hydrologiques et érosifs des bassins versants torrentiels, depuis la pluie jusqu'aux débits liquides et solides. Il fonctionne à l'échelle de l'événement. A l'intérieur d'ETC, plusieurs modèles pluie-débit simples peuvent être utilisés pour passer des pluies aux débits liquides et quelques uns ont été testés sur les données du Laval et du Brusquet. Deux modèles, GR2, modèle à deux réservoirs et un

modèle associant la fonction de production du SCS à un hydrogramme triangulaire dissymétrique, ont été fructueusement calés et validés (Brochot et al., 1995). Pour ces deux modèles, on reconstitue de manière satisfaisante les débits liquides, avec un jeu de paramètres (2 pour GR2, 3 pour SCS) constants d'un épisode à l'autre, le dernier paramètre, caractérisant l'état initial du bassin, étant déterminé pour chaque épisode à partir de la durée de temps sec le précédant et la courbe de pluie limite. Les principaux résultats sont résumés dans le tableau 4.

3.4.3. Effets de la végétation sur les crues

Les mesures effectuées sur deux bassins de taille voisine, le Laval, dénudé et le Brusquet, entièrement boisé à la suite des travaux de restauration en montagne de la fin du siècle dernier, ont permis d'analyser l'effet de la couverture végétale sur la formation des crues : Combes et al. (1994), Mathys et al., (1996), Meunier (1996).

Le premier effet du couvert végétal, cité plus haut, est l'augmentation du seuil minimal de pluie pour obtenir un ruissellement : les crues du Brusquet sont moins fréquentes et de nombreuses averses ne produisent aucun écoulement notable à l'exutoire. Si on compare les hydrogrammes produits par des pluies analogues, on observe que les pointes de crue sont retardées d'au moins ½ heure sur le Brusquet et qu'elles sont réduites dans un rapport de 5 à 10 (figure 4).

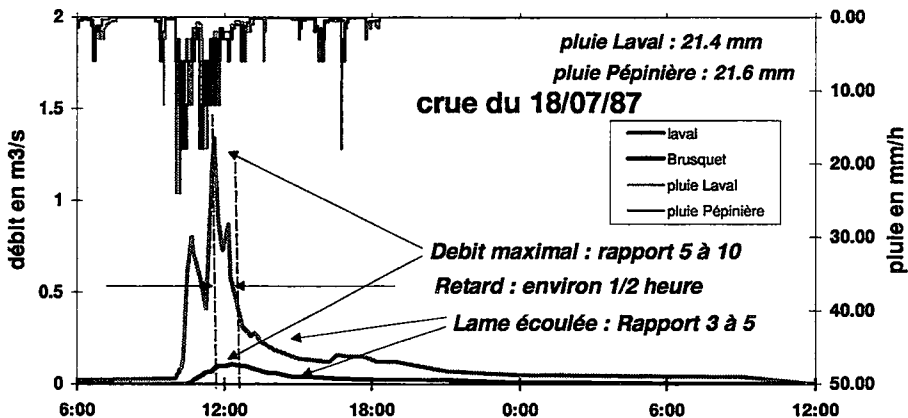


Figure 4 - Hydrogrammes comparés du Laval et du Brusquet pour des pluies analogues

Les coefficients d'écoulement des épisodes de crue peuvent atteindre 0.9 pour le Laval, alors qu'ils ne dépassent jamais 0.4 pour le Brusquet. Le débit décennal de pointe du Brusquet est plus de 10 fois inférieur à celui du Laval (tableau 3).

Les valeurs des paramètres des modèles pluie-débit, obtenues par calibration, puis validées, mettent en évidence la différence de fonctionnement entre les deux bassins (tableau 4). Les paramètres A, réservoir d'infiltration de GR2 et S, interception potentielle de SCS, peuvent être reliés à la capacité de rétention du bassin. Tc, temps caractéristique ou temps de base

de l'hydrogramme, k, paramètre de position du pic, et B sont reliés à la vitesse d'écoulement et leurs écarts sont cohérents avec les différences de réponse des bassins. So interception initiale de SCS et Tr, taux de remplissage du réservoir A dans GR2, caractérisent l'état initial du bassin. Leurs valeurs montrent la plus grande capacité de stockage du bassin boisé.

Paramètres	Constants					Variables	
	S (mm)	Tc (mn)	k	A (mm)	B (mm) <i>pour un pas de 5 mn</i>	So (mm)	Tr
Laval	28	30	2	25	7	3 - 9	0 - 0.3
Brusquet	600	200	10	125	96	5 - 26	0 - 0.5

Tableau 4 - Paramètres des modèles SCS et GR2

Cependant, on note des disparités selon les événements et les périodes dans les réponses hydrologiques comparées de ces bassins. Ainsi, lors de la crue longue de novembre 1994, épisode généralisé dans tout le bassin de la Durance, deuxième crue de la période d'observation au Brusquet avec un débit de pointe de 1.3 m³/s, le rapport Laval/Brusquet n'est que de 1 à 2 (2.5 m³/s au Laval). Une analyse plus fine de la génération des crues s'avère donc nécessaire.

3.5. Quantification de l'érosion

3.5.1. Observations

Les dépôts mesurés dans les pièges des bassins dénudés sont très variables d'une crue à l'autre, fonction de la saison, de l'érosivité des pluies, des quantités de matériaux facilement mobilisables, du débit et de la durée de la crue : au Laval, on a pu mesurer à plusieurs reprises, des volumes de plus de 500 m³ pour un épisode et même 700 m³ le 1 juillet 1986 pour un orage de grêle ayant provoqué une crue de plus de 15 m³/s. Lorsqu'on observe la succession de crues et de dépôts dans la plage on constate que des crues modestes peuvent produire des dépôts plus importants que certains orages violents mais brefs. Ainsi, sur l'exemple de l'été 1993 (figure 5), 560 m³ se déposent fin avril après une crue de moins d'1.5 m³/s, et seulement 250 m³ les 12 mai, 29 juin et 27 août, pour des crues qui dépassent 3.5 m³/s. Ces observations ont été à l'origine des travaux sur l'étude des dépôts et reprises dans les biefs (cf. 3.6.3).

Les concentrations mesurées dans les préleveurs d'échantillons sont exceptionnellement élevées. Les plus fortes sont mesurées au Laval, dépassant couramment 300 g/l. Elles ont même atteint 490 g/l le 10 août 1986 et près de 800 g/l le 13 août 1997. Au Moulin comme au Laval, environ 60 % des crues ont une concentration maximale supérieure à 100 g/l, alors qu'à la Roubine, seulement 20 % des crues dépassent ce seuil et la concentration maximale observée reste inférieure à 300 g/l.

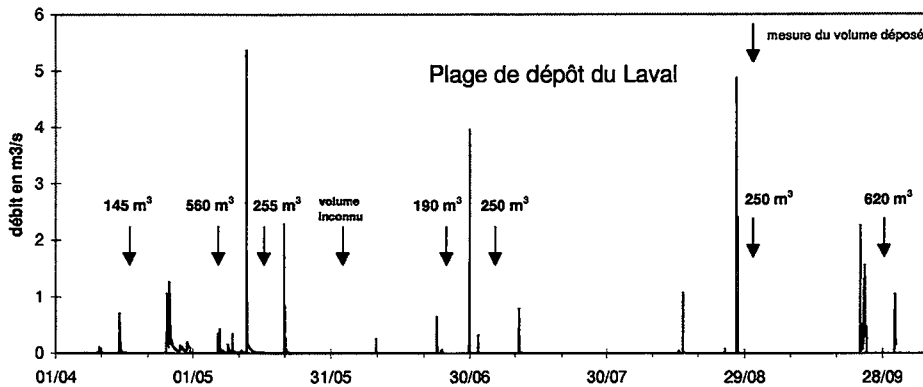


Figure 5 - Séquences de crues et de dépôts mesurés au Laval

3.5.2. Modèles statistiques

Dès que des données suffisantes ont pu être collectées, on a tenté d'analyser la production d'érosion dans le bassin élémentaire de la Roubine par une analyse statistique au niveau événementiel (Mathys et Meunier, 1989). Ces modèles ont été ensuite affinés et étendus au bassin du Laval (Borgès, 1993) et du Moulin (Contreras, 1994). Parallèlement l'analyse était conduite sur le Brusquet, mais le nombre réduit de crues échantillonnées, la faiblesse des apports dans les plages de dépôt rendant impossible la mesure des dépôts d'un épisode donné, n'ont pas permis d'établir le même type de modèles (Buttafuoco, 1993). Les principaux résultats peuvent être résumés par deux modèles de régression non linéaires, à 2 ou 3 variables :

Roubine	Poitot = 0.69 . Htot ^{0.85} . IO1 ^{1.18}	N = 64	R ² = 0.97
Laval	Poitot = 4515 . Htot ^{0.87} . IO1 ^{0.51}	N = 65	R ² = 0.76
Roubine	Poitot = 0.64 . Htot ^{0.90} . IO1 ^{1.14} . Qmax ^{1.24}	N = 60	R ² = 0.99
Laval	Poitot = 5303 . Htot ^{0.48} . IO1 ^{0.21} . Qmax ^{0.34}	N = 65	R ² = 0.97
Moulin	Poitot = 147 . Htot ^{0.88} . IO5 ^{0.74}	N = 104	R ² = 0.69
Moulin	Poitot = 310 . Htot ^{0.55} . IO1 ^{0.26} . Qmax ^{0.39}	N = 104	R ² = 0.76

Poitot est exprimé en kg, Htot en mm, IO1 et IO5 en mm/h, Qmax en l/s. Ces modèles, calibrés sur les données de 1984-88, ont été validés sur 1989-90 puis contrôlés sur la période 1990-95. On peut, à l'aide de ces modèles, mettre en évidence un premier effet d'échelle : si, sur la Roubine, les paramètres de la pluie expliquent pratiquement seuls le transport solide, sur le Laval, l'introduction du débit de pointe améliore grandement la régression. Ceci montre qu'à cette échelle, aux phénomènes d'arrachement des matériaux sont associés les phénomènes de transport par l'écoulement. Cet effet du transport se confirme lorsque l'on analyse la répartition entre volumes déposés et volumes transités à l'aval des pièges : à la Roubine, les dépôts représentent 85 % de l'érosion totale (en poids), tandis qu'au Laval 60 % des matériaux sont transportés par les crues à l'aval de la plage de dépôt. On constate sur les données obtenues postérieurement sur le Moulin, bassin de taille intermédiaire (8 ha), mis en service en 1988, que cet effet du transport est légèrement

sensible, et la proportion matériaux déposés/transport solide total est proche de 50%. Ces modèles statistiques ont pu ensuite être utilisés à la fois pour le contrôle et la complémentation des données d'érosion (Meunier et al. 1995).

Dans le cadre des essais de végétalisation, deux ravines, de 300 et 700 m² de superficie, ont été instrumentées pour la mesure des dépôts ; on peut, à cette échelle considérer que les dépôts dans les pièges représentent environ 90 % de la production totale de sédiments. Sur 13 événements de l'année 1993, on a pu mettre en évidence l'effet de l'introduction d'un seuil d'intensité de pluie sur les corrélations entre volumes de dépôts et paramètres explicatifs de la pluie (Crosaz, 1995).

Seuil en mm/h	0	5	10	15
Corrélation avec la pluie en mm	0.36	0.77	0.84	0.89
Corrélation avec l'énergie cinétique (J/m ²)	0.29	0.81	0.86	0.89

Tableau 5 - Effet de l'introduction d'un seuil d'intensité sur les coefficients de corrélations entre volumes de dépôts et paramètres explicatifs de la pluie

3.5.3. Erosion annuelle

La production annuelle totale de sédiments est obtenue en ajoutant au dépôt annuel le volume transité annuel. Ce dernier est obtenu soit en cumulant les volumes transités des épisodes successifs après reconstitution éventuelle, soit en reconstituant globalement le volume transité à partir du volume déposé annuel (Mathys et al., 1996).

	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	Moy- enne	Ecart -type
Roubine	118	262	163	174	89	138	132	350	163	310	174	222	191	76
Laval	91	159	166	103	64	181	135	311	176	270	139	263	171	72
Moulin				66	25	121	99	185	114	174	81	156	113	49
Brusquet				2	2	2	3	8	7	17	1.4	6.8	5	5

Tableau 6 - Erosion annuelle en t/ha.an (rapportée à la surface dénudée)

Les résultats obtenus montrent l'importance de l'érosion sur ce type de badlands, puisque les moyennes annuelles de production spécifique - rapportées à la surface dénudée - se situent entre 110 et 190 t/ha.an, soit une ablation équivalente de la marne altérée de 8 à 15 mm/an. Sur le bassin boisé du Brusquet, la production spécifique, rapportée à la surface dénudée est 40 fois inférieure, et 220 fois si on la rapporte à la surface totale. Si l'on rapporte la production de sédiments annuelle à la pluie annuelle on constate une liaison entre ces deux quantités. La production est mieux corrélée à la fraction des pluies annuelles tombées avec une intensité supérieure à 5 mm/h, partie de la pluie que l'on peut considérer comme efficace au regard de l'arrachement et du ruissellement.

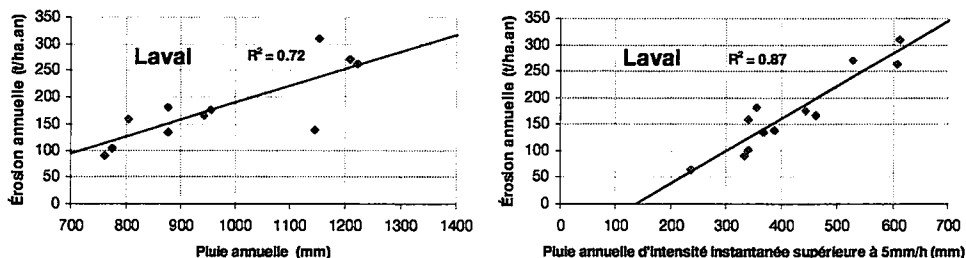


Figure 6 - Relation entre érosion annuelle et pluie annuelle

3.6. Modélisation du transport solide

3.6.1. Observations qualitatives

De 1991 à 1994, un suivi photo régulier du lit du Laval a été réalisé : sur plus d'un kilomètre en amont de la plage de dépôts, des sections ont été répertoriées et dotées de repères de peinture, le débouché des ravines affluentes a également été repéré et photographié. Au cours de l'été 1993, dans le cadre du programme européen EROSLOPE, ce suivi photo s'est intensifié et a été complété par des croquis de repérage. Après 1994, cette opération a été allégée, mais la plupart des repères ont été maintenus et des clichés plus épisodiques réalisés. Ce suivi a permis un certain nombre d'observations qualitatives sur la présence de traces de laves torrentielles, sur le comblement et la vidange successifs des biefs explicitant le rôle des stocks dans l'exportation des sédiments, la taille maximale des blocs transportés ou déplacés. Ainsi, si on se reporte à la séquence illustrée par la figure 5, on observe que plusieurs biefs du Laval et des ravines adjacentes étaient comblés par un dépôt régulier de plus de 10 cm d'épaisseur après l'orage du 27 août ($Q_{max} = 3,5 \text{ m}^3/\text{s}$) qui n'avait apporté que 250 m^3 dans la plage et qu'après l'épisode du 23 septembre ($1.4 \text{ m}^3/\text{s}$) dans ces mêmes zones, la roche mère était à nu au fond des biefs : la crue longue, à plusieurs pointes, du 23 septembre a opéré un curage des stocks de matériaux disponibles dans le lit.

3.6.2. Modélisation globale

A.L. Borgès (1993) a construit une modélisation hydrosédimentologique du bassin du Laval. L'objectif était de reproduire l'ensemble des comportements hydrologiques et érosifs du bassin en utilisant le modèle ETC. La modélisation pluie-débit utilisait un modèle simple avec une fonction de production linéaire à seuil et un hydrogramme triangulaire. Les apports de versants étaient estimés pour chaque sous-bassin à partir de la production de la Roubine affectée d'un coefficient prenant en compte la superficie, la pente et le taux de végétation du sous-bassin. Pour la propagation des transports solides dans les biefs, le modèle utilisait des lois de transport adaptées aux fortes pentes, une loi de dégradation du charriage en suspension, des seuils de mise en mouvement des matériaux différenciés selon la nature du lit, rocheux ou affouillable. Ce travail a montré un très bon accord entre les volumes transportés par charriage et les volumes déposés dans la plage de dépôt mais une tendance nette du modèle à sous-estimer les volumes en suspension (Borgès et al. 1994). Les travaux conduits ultérieurement dans le cadre du programme européen DM2E (Brochot

et al., 1995) ont permis d'améliorer la reconstitution de la suspension en prenant en compte le comportement particulier des matériaux très fins.

3.6.3. Modélisation des dépôts et reprises dans les lits

Deux recherches ont été menées pour tenter de caractériser les transports solides torrentiels à une échelle plus fine que l'ensemble du bassin versant. Ces travaux ont été conduits sur le torrent du Laval.

La première étude a consisté à suivre les déplacements de cailloux individuels, à l'occasion des crues. Des cailloux, artificiels ou naturels, ont été "marqués" au moyen d'un aimant. Il était ainsi possible de les retrouver après chaque épisode de crue, grâce à un magnétomètre. Ce suivi a été répété une demi-douzaine de fois, après chaque crue importante du printemps et de l'été 1993. Les déplacements individuels observés des particules marquées et leur énorme dispersion traduisent un transport solide intense et dynamique, même pour des crues relativement modestes. En effet, pour chaque crue étudiée, quelle que soit l'importance de son débit, on a retrouvé certains cailloux marqués dans la plage de dépôts, un kilomètre en aval de leur point de départ, et d'autres au voisinage immédiat de leur position de départ, ou qui n'avaient carrément pas bougé.

Une seconde étude a amorcé l'étude des cycles de dépôt / reprise observés dans les biefs du Laval. Un des objectifs consistait par ailleurs à évaluer les capacités du modèle hydro-sédimentologique ETC développé au *Cemagref* à rendre compte de ces cycles dépôt / reprise à l'échelle de biefs de quelques dizaines de mètres de longueur. Pour cela, une campagne de relevés topographiques a été menée durant toute une saison sur environ un kilomètre le long du torrent. Un levé topographique complet du lit et de ses berges a ainsi été réalisé après chaque crue importante. Les modèles numériques de terrain issus de ces données topographiques ont permis d'évaluer les variations de stock sédimentaire générées par les différentes crues, et de les comparer aux résultats de la modélisation.

Les résultats au niveau de la morphodynamique traduisent aussi à une échelle plus globale que celle de la particule, un transport solide très dynamique dans des torrents tels que celui du Laval à Draix. La très importante dispersion observée pour les cailloux marqués reflète l'existence de processus complexes au niveau de la particule. En dépit de cette complexité, des travaux antérieurs (Borges A.L. 1993) avaient montré que la modélisation de ces phénomènes de transport solide torrentiel était toutefois possible avec des modèles relativement simples, à un niveau assez global, à l'échelle du bassin versant notamment. En revanche il semble bien que la modélisation à un niveau plus fin, à l'échelle du bief de quelques dizaines de mètres, soit plus délicate, compte tenu vraisemblablement du rôle des singularités. Le recours à des modèles plus sophistiqués, capables d'opérer un couplage fin entre la phase liquide et la phase solide pour le calcul du transport solide en régimes non uniformes et transitoires, s'avère alors probablement nécessaire.

3.6.4. Autres travaux de modélisation

Dans le cadre du projet européen DM2E, l'équipe de l'université de Newcastle en Grande-Bretagne a testé son modèle SHETRAN sur les données de Draix (Laval, Roubine et Brusquet). Ce modèle distribué à base physique cherche à simuler les processus principaux

du cycle de l'eau et des matériaux érodés. Le module d'érosion simule l'érosion, le transport et le dépôt de sédiments à la surface du sol puis le long du réseau hydrographique. Afin de prendre en compte l'incertitude sur les coefficients d'érodibilité des sols, les simulations ont été conduites avec les limites inférieures et supérieures du domaine de variation de ces paramètres. L'adéquation du modèle était ensuite analysée en comparant les productions mesurées à l'amplitude des résultats des simulations et SHETRAN s'est révélé assez bien adapté pour prédire la production de sédiments (Luckey et al. 1995).

3.7. Effets des techniques de revégétalisation sur l'érosion

Des recherches sur la végétalisation des marnes noires ont été engagées à Draix par les équipes traitant de génie biologique pour la lutte contre l'érosion. Les espèces capables de végétaliser les marnes noires ont été identifiées et étudiées du point de vue de leur germination, de leur croissance et de leur aptitude à coloniser ces sols très sensibles à l'érosion. A cette fin, deux ravines ont été équipées de pièges à sédiments, observées en l'état pendant un peu plus d'un an puis soumises à des travaux de végétalisation après la pose de bandes de toile de jute. On a pu mettre en évidence la réduction importante des volumes de matériaux entraînés puisque la protection de 38 à 45 % des surfaces a réduit de 45 à 65 % les quantités de matériaux déposés dans les pièges. Accessoirement ces expérimentations ont permis de disposer de mesures d'érosion à une échelle un peu plus fine que la Roubine, dans un contexte de pente et de forme différentes.

3.8. Dynamique de la restauration forestière

L'évolution écologique des bassins a été retracée à partir des photographies aériennes pan-chromatiques agrandies (missions de 1948 et 1995). On a procédé à la délimitation et l'identification sur la photographie des zones homogènes de végétation (composition, structure), puis à leur vérification et enfin à l'analyse descriptive de la végétation sur le terrain. L'historique de l'évolution de la végétation a pu être reconstituée. Le bassin du Brusquet, a été restauré à 84 % au XIX^{ème} siècle, dans le cadre de la politique de Restauration des Terrains en Montagne. La plus grande partie (60 %) du bassin versant a été plantée en pin noir. La situation est à peu près figée depuis cette époque. Dans le bassin du Laval, aucun travail de restauration n'a été effectué. Le paysage demeure dégradé à 80 % en 1948. La dynamique naturelle ultérieure n'est toutefois pas négligeable : en 1995, les surfaces boisées couvrent 36 % du bassin, et les feuillus, chêne et hêtre, y sont déjà présents (Vallauri D., 1997).

Conclusions et perspectives

Après plus de 10 ans de fonctionnement, plusieurs points de vue doivent être examinés pour tenter de dresser un bilan de l'activité des bassins expérimentaux de Draix.

Un premier axe concerne l'équipement des bassins eux-mêmes et en particulier leur instrumentation. Les difficultés de réaliser des mesures dans des conditions d'écoulements aussi éprouvantes n'avaient bien sûr pas été ignorées. Elles avaient cependant probablement été sous-estimées. La recherche et la mise au point de capteurs spécialement adaptés à la mesure des débits liquides et des transports solides en suspension à forte concentration ont fortement marqué toute cette période d'activité. Ces efforts portent enfin leurs fruits

maintenant, avec la disponibilité opérationnelle d'un limnigraphe spécifique (ELLAN) et de différents capteurs pour la mesure en continu des matières en suspension. En termes d'instrumentation, l'enjeu consiste maintenant plutôt à maintenir le niveau d'équipement atteint, avec les contraintes d'un parc de capteurs et de centrales d'acquisition vieillissant.

Au plan scientifique, il est clair que ce site a apporté les réponses attendues en termes de quantification de l'érosion globale de ces terrains marneux des Alpes du Sud, à l'échelle du bassin versant et en moyenne inter-annuelle. Le rôle de la végétation a également été précisé à ces échelles spatiale et temporelle. Plus finement, la modélisation hydro-sédimentologique au niveau événementiel a été réalisée, et les résultats de mesure ont permis de valider les principes de fonctionnement d'un modèle de bassin versant pluie-débit-érosion.

Les perspectives principales consistent à rechercher maintenant la compréhension et la caractérisation des processus de formation des crues, tant au niveau liquide que solide, qui interviennent à l'intérieur du bassin versant, à une échelle spatiale et temporelle plus fine, en particulier concernant le rôle de la végétation à ses différents stades. Des travaux à ce sujet ont déjà été abordés, que ce soit pour ce qui concerne l'étude des cycles de dépôt / reprise à l'intérieur d'une partie du réseau hydrographique, ou par l'étude sur un versant des mécanismes de mobilisation des sédiments sous l'action du ruissellement, ou encore au travers de premières tentatives de prise en compte de la forêt dans la modélisation de l'érosion au niveau du bassin versant. La généralisation de ces approches appelle une démarche multi-disciplinaire et demande une collaboration avec des équipes de compétences diverses (géologues, géomorphologues, géomécaniciens, forestiers, phytosociologues...).

Remerciements

Tout au long de ces dix ans de suivi, les mesures sur le site ont été réalisées par Alain Narbonne (Cemagref Aix) et Jean-Emmanuel Olivier (Cemagref Grenoble). Patrick Coulmeau (Université Paris VII), présent à Draix pendant plusieurs années a assuré de nombreuses tâches de relevés et de maintenance. Henri Mathelin (ONF-RTM Digne) a activement participé à la construction et l'entretien des stations. Jean-Pierre Cambon (Cemagref Aix) a assumé la lourde et ingrate tâche de critique des données. Que tous ces acteurs du projet soient ici vivement remerciés.

Bibliographie

Bergougnoux L., Misguich-Ripault J., Firpo J-L., André J., Cambon J.-P., Mathys N., Olivier J.-E., 1995, Mesure in situ de la concentration des matières en suspension: mise au point d'une sonde optique. *Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 63-77.

Borges A.L., 1993, Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du Sud. *Cemagref-PE, Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 205 p.

Borges A.-L., 1993, Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. *Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble*, spécialité mécanique, soutenue le 19 février 1993. 205 pages + biblio. + figures + annexes.

Borges A.-L., Brochot S., Meunier M., 1994, Modèle hydrosédimentologique des écoulements hyperconcentrés d'un petit torrent des Alpes du sud. *La Houille Blanche n° 3-1994*.

Brochot S. (rédacteur) et al., 1995, Desertification in mediterranean area. DM2E project : final report. *Cemagref Grenoble*. 48 p. + annexes.

Brochot S., 1993, Erosion de badlands dans le système Durance-Etang de Berre. *Cemagref Grenoble / Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse* (36+32+81+47+29+29+15 p. + cartes).

Brochot S., Mathys N., Meunier M., 1996, Contribution des Terres Noires aux charges sédimentaires transportées dans le Rhône lors de la crue de novembre 1994. *Programme GIP Hydrosystèmes Zone atelier du bassin du Rhône, volet Importance du sous-bassin durancien dans la constitution des débits solides du Rhône à l'aval d'Arles*. 17 p.

Brochot S., Meunier M., 1996, Un modèle d'érosion des torrents en crue (ETC). *Cemagref Editions ; Ingénieries - EAT, n°6, juin1996*, p. 9 à 18.

Buttafuoco G., 1993, Bilan de la production d'érosion dans le bassin versant du Brusquet. *Rapport de stage Cemagref Grenoble et Institut d'écologie et Hydrologie forestière de Castiglione (Italie)*, 18 p. + Annexes

Cambon J.-P., Mathys N., Meunier M., Olivier J.-E., 1990, Mesure des débits solides et liquides sur des bassins versants expérimentaux de montagne. *IAHS publ. n°193*, pp. 231-238.

Cemagref, 1988, Les bassins versants expérimentaux de Draix - Présentation et synthèse. *Division protection contre les érosions Grenoble*, 37 p.

Combes F., Hurand A., Meunier M., 1994, La forêt de montagne, un remède aux crues. 23^{èmes} journées de l'hydraulique, *Société Hydrotechnique de France*, "Crues et inondations", Nîmes, septembre 1994.

Contreras G., 1994, Analyse et interprétation des mesures de pluie, de débit, d'érosion sur le bassin versant du moulin, BVRE de Draix, Alpes du sud. *Mémoire de fin d'études*. 48 p.

Coulmeau P., 1987, Quelques éléments sur la géomorphologie et les processus érosifs observés dans le bassin du Laval dans Bassins versants expérimentaux de Draix, compte-rendu de recherche n°1 en érosion et hydraulique torrentielle, *Cemagref Grenoble*.

Crosaz Y., 1994, *Le matériel végétal, un outil pour la protection des sols*. 11^{èmes} journées du Réseau Erosion, Paris, 20-22 septembre 1994. *Bulletin n° 15 du Réseau Erosion* pp 449-460.

Luckey B., Sheffield J., Bathurst J.C., Lavabre J., Mathys N., 1995, Simulating the effect of the vegetation cover on the sediment yield of mediterranean catchments using SHETRAN. *Physics and chemistry of the earth*, vol. 20, n°3-4 p. 427-432.

Mathys N., Brochot S., Meunier M., 1996, L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute-Provence). *Revue de géographie alpine*, tome 1984, n°2, 1996, pp. 17-27.

Mathys N., Meunier M., 1989, Mesure et interprétation du processus d'érosion dans les marnes des Alpes du sud à l'échelle de la petite ravine. Colloque transport solide, *la Houille Blanche* n°3/4, 1989, pp. 188-192.

Meunier M., 1996, Forest cover and flowwater in small mountain watersheds. *Unasylva* 185, Vol 47 pp. 29-37.

Meunier M., Mathys N., Cambon J.-P., 1995, Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur 3 bassins du site expérimental de Draix dans Compte-rendu de recherche n°3. BVRE de Draix. *Etudes du Cemagref*, série équipements pour l'eau et l'environnement n°21, pp.125-140.

Olivier J.-E., Pebay-Peyroula J.-C., 1995, L'ellan, un limnigraphe adapté aux mesures en conditions difficiles dans Compte-rendu de recherche n°3. BVRE de Draix. *Etudes du Cemagref*, série équipements pour l'eau et l'environnement n°21, pp.125-140.

Richard D., 1995, Slope instability ; erosion and solid transport in steep mountain catchments : Laboratory and field experimentations. *Eroslope project*. Final report ; 75 p.

Richard D., 1997, Les bassins versants expérimentaux de Draix (04) : étude de l'érosion et du transport solide torrentiels à partir de mesures in situ. Actes des 13^{èmes} journées du réseau érosion Erosion en montagnes semi-arides et méditerranéennes, *bull. n° 17 du réseau érosion*, 1997, ORSTOM Montpellier.

Vallauri D. 1997, Histoire de l'occupation de l'espace jusqu'en 1914 dans les bassins du Saignon, du Brusquet et du Laval (Alpes-de-Haute-Provence). *Cemagref*, 34 pages + annexes.

Vérité F., 1993, Hydrologie de crue des bassins versants de montagne méditerranéens. *Mémoire de fin d'études ENGEES-Cemagref*, 119 p.

Genèse des crues « Cévenoles » et fonctionnement hydrologique de bassins élémentaires de moyenne montagne

Floods genesis and hydrological behaviour of headwaters basins in the Cévennes mountains

C. COSANDEY

Laboratoire de Géographie physique "Pierre Birot"

CNRS, 1 pl. A. Briand, 92195, Meudon Cedex, France.

Tél. : 01.45.07.55.78 ; Fax. : 01.45.07.58.30 ; E-mail : Cosandey@cnr-belleuve.fr

avec la collaboration technique de J.F. DIDON-LESCOT

Résumé

Les conditions de genèse des crues « cévenoles » - c'est-à-dire celles dont la montée est à la fois soudaine et rapide - ont été étudiées dans trois petits bassins expérimentaux situés sur le versant sud du Mont Lozère.

Dix ans de données ont permis de montrer que l'amorce de la crue est indépendante de la hauteur et de l'intensité des précipitations, et ne se produit que lorsqu'un certain état de saturation des bassins est atteint. Cet état correspond à un "stock hydrique" de l'ordre de 250 à 300 mm ou même plus, qui représente l'ensemble des réserves en eau maximales du bassin.

La forme convexo-concave des versants fait que les zones saturées apparaissent d'abord en haut de versant, puisque le manteau d'altérites y est plus mince ; la saturation progresse ensuite vers l'aval, au fur et à mesure des précipitations : ce n'est que lorsque l'ensemble des versants est saturé que la crue s'amorce, ce qui explique à la fois son apparition relativement tardive et sa brutalité, puisqu'alors toute l'eau qui tombe participe à l'écoulement.

Un modèle conceptuel simple, basé sur les données de terrain, est proposé.

Mots-clés

Processus de genèse des crues - Aires contributives saturées - Crues "cévenoles" - Modélisation conceptuelle.

Abstract

"Cevenol " floods starting is sudden and rapid. The flood beginning has been studied on three small experimental basins located on the southern part of the Lozère Mountain.

Ten years data lead to the conclusion that the beginning of the flood is independent both from rainfall intensity and amount. Floods start only when a defined water content on the catchment is reached. This water stock is from about 250 mm to more than 300 mm, varying with each basin. This stock represents the sum of all the basin reserves.

The convexo-concave slopes induced that saturation is more rapid on the top of the slopes, because of thinner alterites mantel. Saturation goes downslope with cumulative rainfall. The flood really began only when all the basin slopes are saturated. This explains two main features of this type of floods delay for starting and rapidity of rising.

A rough conceptual model, based on field observations, is proposed.

Key words

Floods generation - contributing areas - "cevenol" floods - conceptual models.

Introduction

Sur le Mont Lozère, comme sur l'ensemble des Cévennes méridionales, les montées de crues sont soudaines et brutales. Ces types de crues, dites "cévenoles", selon Parde et de Beauregard (1959) « 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 ». Elles peuvent toutefois se produire plus tardivement, exceptionnellement jusqu'aux premiers jours de décembre, comme par exemple en 1989.

Des études sur le fonctionnement hydrologique, et tout particulièrement sur les conditions de genèse des crues dans les bassins amonts ont été menées à partir des données acquises depuis 1981 dans des petits bassins versants expérimentaux, situés sur le versant sud du Mont Lozère, et donc directement exposés aux flux atmosphériques chargés d'humidité en provenance de la Méditerranée. Il peut être intéressant de voir si de telles observations permettent de modéliser les écoulements.

1. 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 1260 à 1387 m (figure 1) :

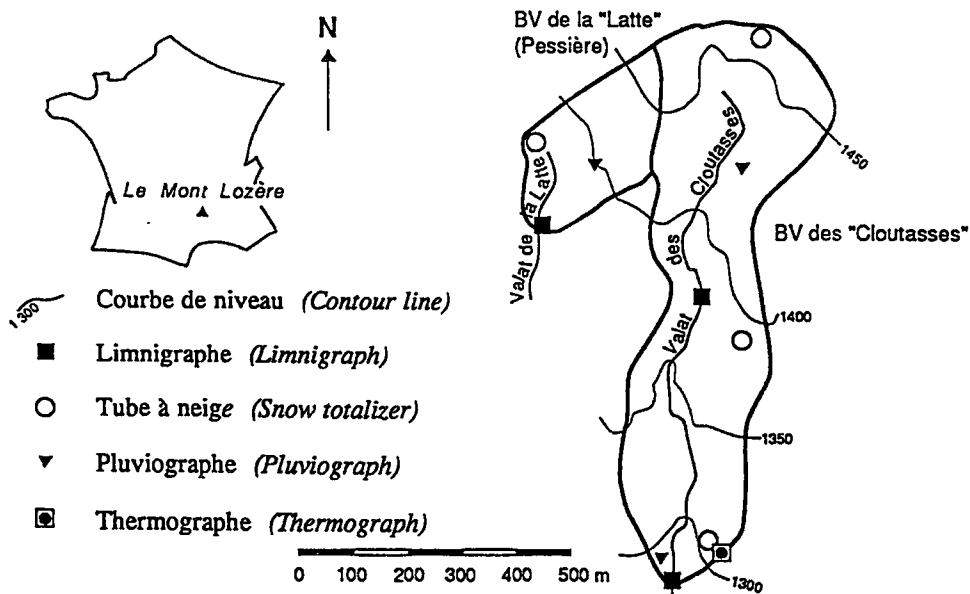


Figure 1 - Localisation et dispositif expérimental des bassins versants du Mont Lozère

Un 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, d'épaisseur irrégulière. Particulièrement faible en haut de versant, où la roche en place affleure sous forme de boules ou de tors, l'épaisseur des sols augmente irrégulièrement d'amont en aval, pouvant localement dépasser un mètre notamment 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 superficielles est limitée (Durand, 1989). La texture en est grossière, et des campagnes de simulation de pluie ont montré des vitesses d'infiltration toujours supérieures à 70 mm.h^{-1} , lorsque la végétation n'était pas dégradée et le sol convenablement protégé (Boudjemline, 1987 ; Cosandey & al., 1990).

La pluviosité annuelle varie pour la période d'étude de 1418 à 2240 mm, avec parfois plus de 400 mm en 48 h (6 et 8 novembre 1982). Les intensités peuvent être très fortes, souvent au cours d'orages d'été (90 mm.h^{-1} pendant une demi-heure le 18 juillet 1985 ; 90 mm en 3 heures en Juillet 1990) ; des intensités tout à fait exceptionnelles (130 et 144 mm.h^{-1} pendant 1/2 heure) ont pu être observées le 22 septembre 1992.

Le bassin de la Latte, plus particulièrement pris en compte ici, présente une superficie de 19,5 ha. Pendant la période d'étude, il était occupé par une forêt d'épicéas. Un bassin

contigu, celui des Cloutasses, d'une surface de 81 ha, est recouvert d'une pelouse localement surpâturée. Enfin un troisième bassin porte une hêtraie considérée comme climacique.

Les bassins sont équipés d'un seuil de jaugeage avec un déversoir en V. Les précipitations sont recueillies dans 5 pluviographes situés dans et autour des bassins. (fig. 1). L'équipement de la station de recherche comprend en outre une station météorologique (T°, insolation, humidité, vent), qui permet les calculs d'Etp et donc l'estimation de l'état de la réserve hydrique.

2. Formation du ruissellement et des écoulements rapides de crue

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). La grande perméabilité des formations superficielles, attestée lors de simulations de pluie ne conduit pas à retenir l'hypothèse d'un fonctionnement majoritairement de ce type, malgré les fortes intensités des précipitations.
- 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), qui se forment sous l'impact des gouttes de pluie ("effet splash"). Dans le bassin de la Latte, pendant la période étudiée, les sols sont protégés de "l'effet splash" par la forêt. Par conséquent, ce processus, s'il peut expliquer certaines crues d'été, notamment dans le bassin des Cloutasses plus dégradé (Cosandey, 1993 a), n'est certainement pas capable de provoquer les débits qui s'observent lors des "crues cévenoles".
- Le troisième type de ruissellement est celui qui se produit sur des surfaces imperméables parce que saturées. Mis en évidence dès 1960 par Cappus dans des bassins granitiques du Massif Central, il est lié à la très grande proximité, voire 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 & Black, 1970 ; Cosandey, 1984). C'est ce type de ruissellement qui prédomine largement dans les bassins du Mont Lozère, mais dans des conditions et selon des modalités différentes de ce qui s'observe habituellement.

3. Originalité du fonctionnement hydrologique des bassins du Lozère lors des épisodes de crues

Lorsque c'est l'extension de la nappe de fond de vallon qui explique les écoulements de crue, les montées de crues dans les bassins élémentaires sont généralement progressives, en relation avec l'extension progressive de la surface d'affleurement des nappes, au fur et à mesure de leur alimentation par les pluies incidentes.

Or, ce n'est pas du tout ce qui s'observe dans les bassins du Mont Lozère, où le fonctionnement hydrologique, en ce qui concerne les fortes crues, est de type tout ou rien : ou bien une crue se produit, et elle est importante, ou bien l'écoulement se limite à de faibles débits. Ceci s'observe bien sur l'exemple des débits annuels de l'année 1984 (figure 2) :

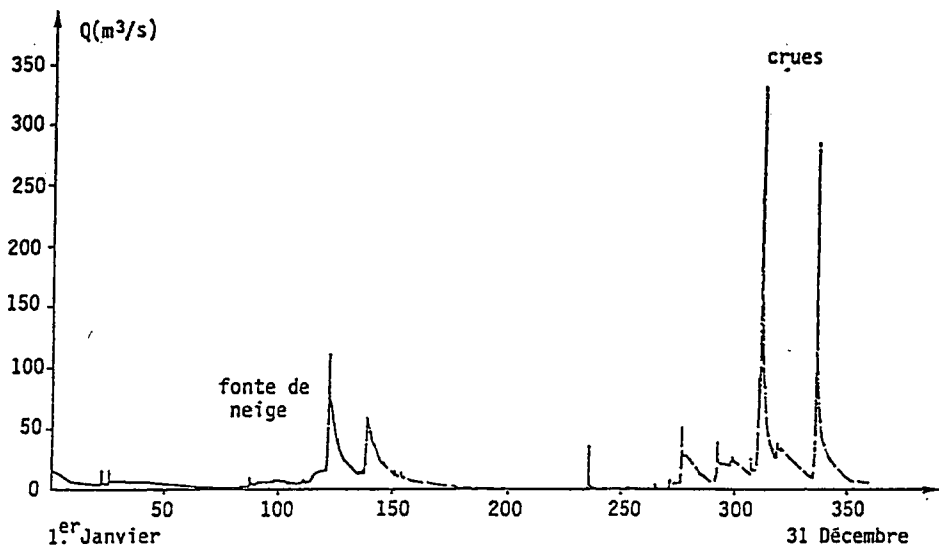


Figure 2 - Chronique des débits instantanés du bassin de la Latte pour l'année 1984

Par ailleurs, l'amorce de la montée de crue est toujours soudaine et rapide, témoignant d'un "effet de seuil" qui n'est pas en relation simple avec la pluviométrie : il a fallu 216 mm en octobre 1987 pour amorcer la crue, alors qu'un peu plus de 100 mm avaient suffi en décembre 1984. Et les intensités de pluie ne permettent pas, seules, d'expliquer la montée de crue : les valeurs observées en octobre 1987 avant la montée de crue sont supérieures à celles qui s'observent au moment de la montée du 1er décembre 1984, comme le montre la figure 3 :

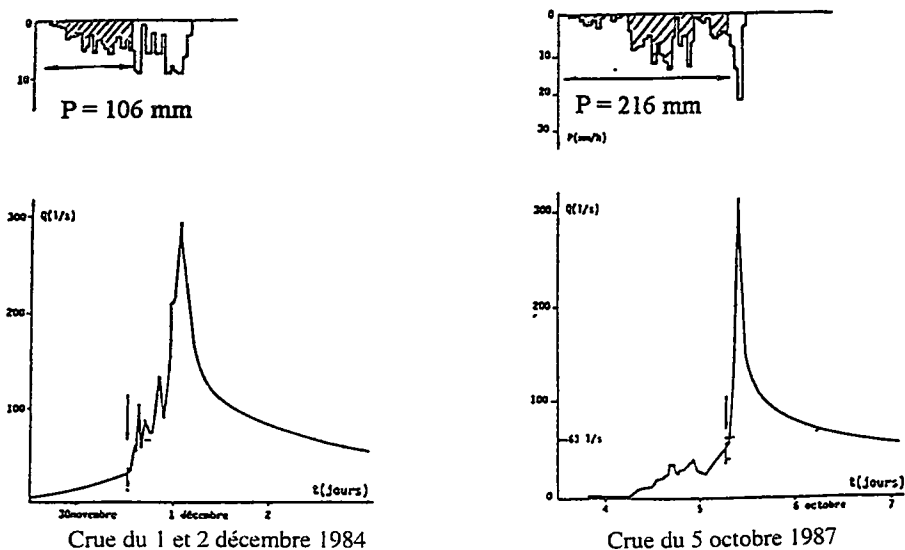


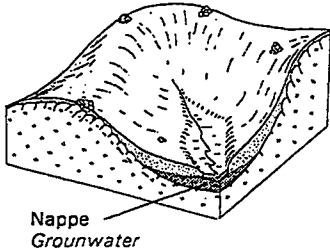
Figure 3 - Deux exemples de montée de crue dans le bassin de la Latte

4. Du ruissellement sur les versants aux écoulements de crue

Les observations de terrain apportent certaines informations sur la progression et la localisation dans l'espace des zones saturées, et donc sur leur rôle potentiel lors des crues :

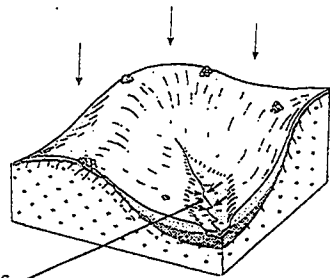
- en fond de vallon, un ruissellement de type "surfaces contributives saturées" s'observe classiquement lorsque la nappe de talweg affleure sous l'effet des pluies, ce qui est rapide étant donné la présence en fond de vallon de pseudo-tourbières presque toujours saturées. L'extension de ces surfaces est progressive au fur et à mesure de l'alimentation de la nappe par les pluies, cependant vite limitée, ici, par la géométrie des bas-fonds. Ce type de ruissellement, responsable des "petites crues" qui se produisent dans la situation 2 de la figure 5, n'est pas capable de générer des crues importantes, ni *a fortiori* d'expliquer la rapidité des montées de crue ;
- sur les versants, et particulièrement en haut de versant, un ruissellement peut s'observer localement, alors même que les débits restent faibles. Ce ruissellement est également du type "surfaces saturées", lié à la formation localisée de nappes perchées, là où les formations superficielles sont les plus minces. 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 immédiatement 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 rapidement les débits.

L'ensemble des réflexions et observations qui viennent d'être exposées permettent de proposer un modèle de fonctionnement hydrologique pour ces bassins élémentaires du Lozère, qui rend compte à la fois de l'absence de relation entre la hauteur d'eau précipitée et l'amorce de la crue, comme ensuite de la rapidité de montée. La formation des écoulements de crue peut être représentée ainsi (figure 4) :



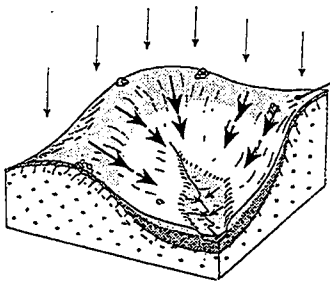
Lorsqu'il ne pleut pas, la nappe de fond de vallon est drainée par le cours d'eau qu'elle alimente.

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 ruissellemnt se produit sur l'ensemble du versant et rejoint le cours d'eau. La montée de crue est rapide et importante.

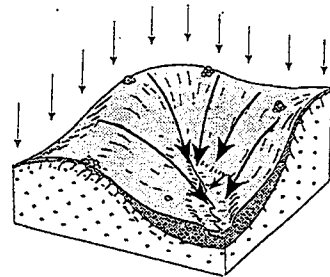


Figure 4 - Les processus de formation des écoulements de crue dans les bassins du mont Lozère

Les crues "cévenoles" se produisent lorsque, de proche en proche, les surfaces ruisselantes atteignent le bas des versants, rejoignent la nappe de fond de vallon et qu'alors il n'y a plus de zone-tampon capable d'absorber le ruissellement venant de l'amont. Celui-ci parvient donc directement au 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, ne dépend pas tant de la pluie que de l'état du stock hydrique du bassin, celui-là même qui représente la quantité maximum d'eau que peut retenir l'ensemble des formations superficielles. Sa valeur est égale à la somme des valeurs maxima 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 à partir de l'estimation de la capacité de rétention (Durand, 1989), et de la réserve hydrologique maximum, qui peut se déduire de l'étude des courbes de décrue (Cosandey & Didon-Lescot, 1990).

La figure 4 lève bien 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 de crue peut être soudaine, témoignant d'un effet de seuil. Il est alors permis de comprendre pourquoi les crues sont aussi brusques, et comment elles peuvent être aussi abondantes, puisqu'une fois le seuil dépassé, toute l'eau précipitée participe à l'écoulement de crue.

5. Modélisation des écoulements dans le bassin de la Latte

Les données et observations dont on dispose permettent de modéliser au pas de temps journalier, à partir d'un modèle conceptuel simple, le fonctionnement hydrologique du bassin de la Latte. Les principes en sont les suivants (figure 5) :

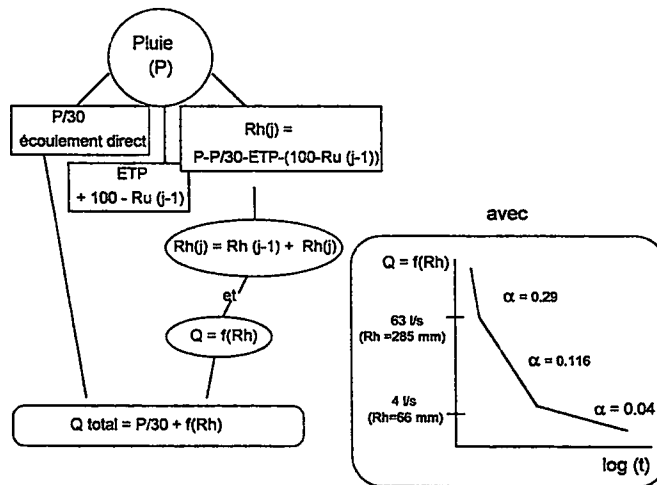


Figure 5 - Schéma conceptuel du fonctionnement hydrologique du bassin de la Latte

La pluie alimente :

- d'abord, Etp
- puis, pour P/30, l'écoulement. Ce rapport correspond grossièrement au rapport de surface entre la pseudo-tourbière de fond de vallon, quasiment toujours saturée, et la totalité du bassin versant ;
- ensuite la réserve utile, jusqu'à concurrence de sa teneur maximum de 100 mm ;
- enfin, la réserve hydrologique.

Le débit est, à chaque pas de temps, fonction de l'épuisement de la réserve hydrologique auquel s'ajoute, s'il pleut, P/30.

L'épuisement de la réserve, qui commande l'écoulement dépend à la fois du niveau de la réserve hydrologique et de la loi de décrue adéquate, établie comme suit :

- si la réserve hydrologique est supérieure au seuil de 280 mm, alors il s'agit d'écoulement rapide de crue, avec $\alpha = 0,29$;
- en dessous de cette valeur, il ne s'agit plus que de l'épuisement des réserves hydrologiques, avec $\alpha = 0,116$.

Les observations ont montré qu'il existait en outre une troisième courbe de décrue correspondant aux très faibles débits. En dessous d'un débit de 4 l/s, qui correspond à une réserve de 66 mm, α est pris égal à 0,04.

Les variables d'entrée du modèle sont les pluies journalières et les valeurs d'Etp calculées avec la formule de Turc (soit les t° et durées d'insolation, mais le poids de ce facteur étant faible, il est possible de prendre les valeurs observées à Mende avec un coefficient de correction). Les résultats de la modélisation sont les suivants (figure 6) :

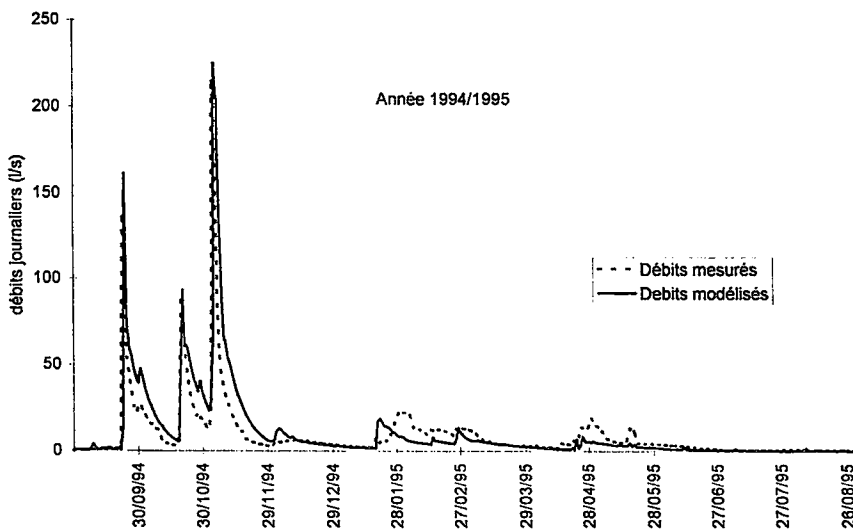


Figure 6 - Débits journaliers mesurés et modélisés pour le bassin de la Latte

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 prise en compte de l'existence d'un tel seuil permet de proposer un modèle conceptuel simple de reconstitution des débits journaliers, à partir de la connaissance des seuils et des lois de décrue.

Ce type de fonctionnement hydrologique est celui de petits bassins versants élémentaires. L'application de modèles "à seuil" à des bassins plus grands risque de se heurter, à partir d'une taille de bassin qu'il peut être intéressant d'étudier, à des effets de moyenne qui rendraient les choses moins nettes.

Remerciements

Cette étude s'est intégrée dans le "Programme Inter-équipes" du Laboratoire de Géographie Physique de Meudon, et s'appuie sur le Programme "Bassins versants du Mont Lozère" (Responsable : Claude Martin URA 903 du CNRS). Les données de terrain ont été acquises par J.F. Didon-Lescot.

Philippe Allée et Patrick Durand ont été des compagnons de terrain dont l'amitié n'a jamais fait défaut. Ce qui, à partir de 100 mm de pluie journalière, est plus qu'indispensable...

Bibliographie

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 champ sous pluie simulée. *Thèse de 3^{ème} cycle, Université d'Orléans.*

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, pp. 521-527, Grenoble.

Cosandey C., 1984, Recherches sur les bilans de l'eau dans l'ouest du Massif Armoricaïn. *Thèse de doct. d'Etat, Univ. de Paris IV.*

Cosandey C., 1990, L'origine des crues dans les bassins versants élémentaires. *Ann. de Géo., Armand Colin, Paris*, n° 556, nov.-déc. 1990.

Cosandey C., 1993, 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, LA 141, Meudon, 82 p.

Cosandey C., Boudjemline D., Roose E., Lelong F., 1990, Etude expérimentale du ruissellement sur des sols à végétation contrastée du Mont Lozère. *"Zeit. für Geomorph."*, N.F. 34-1, pp. 61-77, Berlin-Stuttgart, März 1990.

Cosandey C. et Didon-Lescot J.F., 1990, Etude 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.

Dunne T. & Black R.D., 1970, Partial areas contributing to storm runoff in a small New-England watershed. *Water Res. Rech.* 6, n°5, pp. 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 défrichement 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.

Parde M. et de Beauregard J., 1959, Quelques remarques sur les crues cévenoles de septembre et octobre 1958. *Mémoires et travaux de la SHF*, n° 1, 1959, Grenoble.

Valentin Ch., 1985, Organisations pelliculaires superficielles de quelques sols de régions sub-désertiques. *Etudes et Thèses, ORSTOM*, Paris.

Ward R.C. and Robinson M., 1990, Principles of Hydrology. *McGraw-hill book Cie, London*.

Impact d'un incendie de forêt sur l'hydrologie d'un petit bassin versant méditerranéen. Incertitudes liées à la méthodologie d'analyse et à la métrologie

The effects of forest fire on the hydrology of a little mediterranean catchment.

Uncertainty related to the analysis and measurement methods

J. LAVABRE*, N. FOLTON*, P. ARNAUD*, Cl. MARTIN**

* Cemagref - Le Tholonet, B.P. 31, 13612 Aix-en-Provence Cedex 1

Tél : 04.42.66.99.36 - Fax : 04.42.66.88.65 - Email : jacques.lavabre@cemagref.fr

** CAGEP-URA 903 du CNRS, Université de Provence, Institut de Géographie

29, av. Robert Shuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex 1

Tél.: 04.42.95.38.70 - Fax : 04.42.95.04.20

Résumé

Nous abordons dans cette note le problème de l'évaluation de l'impact d'un incendie de forêt sur les écoulements d'un petit bassin versant dont environ 85 % de la végétation a été complètement incendié. L'examen porte essentiellement sur les écoulements annuels. Différentes équations de régression sont établies avec les pluviométries annuelles et les écoulements d'un bassin versant témoin. Les écarts entre les observations et les valeurs calculées sont difficilement interprétables. On se heurte en effet à la non-stationnarité des chroniques pluviométriques et aussi des écoulements du bassin versant témoin. Cela nous amène à conclure que l'impact de l'incendie reste dans les limites d'incertitude des relations établies.

Abstract

This note deals with the question of the evaluation of a forest fire effects on the runoff from a small catchment whose vegetation cover was burnt at 85 %. Annual flows were the main object of study. Different regression equations were developed against annual rainfall and a test catchment annual flows. Differences between observed and calculated values are difficult to interpret because of the non-stationarity of the rainfall time series and of the test basin runoff. This leads to the conclusion that the forest fire impact stays beyond the confidence limits of the calibrated relations.

Introduction

Depuis 1967, le Cemagref gère le bassin de recherche du Réal Collobrier, observatoire hydrologique implanté dans le massif des Maures. En août 1990, la zone d'étude a été partiellement incendiée. Certains bassins versants contrôlés ont été en partie touchés, d'autres totalement épargnés. Le bassin versant du Rimbaud étudié ici, a été particulièrement affecté par l'incendie et on estime que 85 % de sa couverture initiale de maquis arbustif a été détruite par le feu (Puech *et al.*, 1991). Diverses communications font état des bouleversements observés après incendie sur l'hydrologie du cours d'eau et l'activation des processus d'érosion (Lavabre *et al.*, 1993), (Martin *et al.*, 1991), (Martin *et al.*, 1995). Lavabre *et al.* (1997) mettent en évidence que l'impact de l'incendie se situe préférentiellement lors des épisodes de crue, en raison notamment d'une accélération des transferts des flux.

Essentiellement, les résultats de ces recherches étaient basés sur des comparaisons entre les écoulements observés et ceux calculés à partir des pluies. Implicitement, deux hypothèses étaient admises :

- les chroniques des pluies étaient considérées stationnaires,
- le changement du comportement hydrologique était intégralement attribué à l'impact de l'incendie.

Sept cycles hydrologiques après l'incendie, la présente communication aborde le problème de la stationnarité des pluies et du comportement hydrologique du bassin, par comparaison avec le comportement d'un bassin versant voisin qui n'a pas été affecté par l'incendie de forêt.

1. Site expérimental

1.1. Les bassins de recherche du Réal Collobrier

Les bassins de recherche du Réal Collobrier sont situés dans le massif des Maures (bordure méditerranéenne française). Le massif cristallin présente différentes roches métamorphiques : gneiss, schistes, phyllades. La communication s'intéresse à deux des onze bassins versants instrumentés (figure 1).

1.2. Le bassin versant du Rimbaud

Le bassin versant du Rimbaud, d'une superficie de 1,5 km², présente un substratum relativement homogène, entièrement composé de gneiss. La roche mère compacte affleure sur quelques pour-cent de la surface. Les formations superficielles, d'une épaisseur moyenne de 30 cm, recouvrent un substratum altéré mais cohérent, fortement fissuré près de la surface. Elles se composent pour l'essentiel de sols sableux et très caillouteux de type ranker ; très localement, ils recouvrent des arènes sableuses conservées sous forme de poches. Avant l'incendie, la couverture végétale était essentiellement formée d'un maquis à bruyère arborescente et arbousier associé à de jeunes pins maritimes et des chênes lièges peu développés.

L'ensemble du bassin a été parcouru par le feu en août 1990. Seule la partie nord-est, environ 15 % de la superficie totale, a été épargnée. L'Office National des Forêts a procédé à l'élimination de la végétation incendiée et effectué des reboisements ponctuels sur quelques hectares.

1.3. Le bassin versant du Valescure

La superficie du bassin versant du Valescure est de 9,3 km². Dans ce bassin moins homogène du point de vue géologique que celui du Rimbaud, on observe d'est en ouest : des gneiss (30 % de la superficie) où s'écoule le ruisseau du Valescure et des micaschistes avec quelques bancs d'amphibolites pour la partie ouest du bassin. Les épaisseurs des formations superficielles varient avec la lithologie ; elles sont globalement plus épaisses que sur le bassin versant du Rimbaud. La végétation est calcifuge, et tributaire du substratum : maquis à bruyère sur les gneiss, chênes lièges et châtaigniers avec un sous bois de bruyère sur les micaschistes et phyllades.

L'incendie d'août 1990 n'a pas atteint le bassin (le dernier incendie date d'une cinquantaine d'années environ).

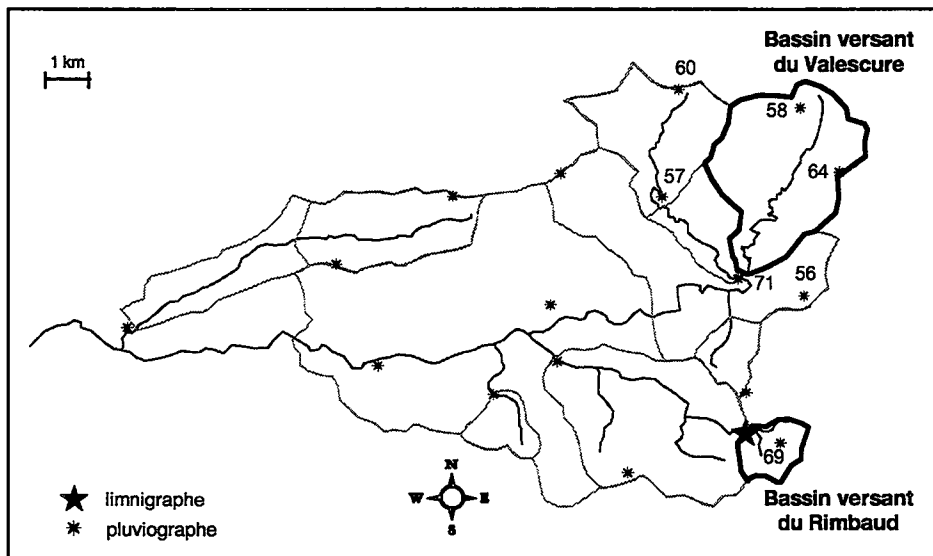


Figure 1 - Le réseau de mesure du BVRE du Réal Collobrier, limité à l'information utilisée pour l'étude

2. Instrumentation des bassins versants étudiés

Les deux stations de mesure des débits sont équipées de déversoirs triangulaires identiques qui garantissent une bonne précision de la mesure dans la gamme des observations.

L'enregistrement des hauteurs d'eau est effectué en continu : sur un support papier de 1968 à 1988, puis par un enregistrement électronique. Un pluviographe à augets basculeurs est situé au centre du bassin versant du Rimbaud (n° 69). La pluviométrie du bassin versant du Valescure est connue par intégration de l'information des pluviographes situés sur le bassin et à sa proche périphérie (figure 1). Comme pour les hauteurs d'eau, les enregistrements sont disponibles sur papier de 1967 à 1988. L'enregistrement électronique en place depuis 1988 garantit une meilleure précision temporelle, et notamment un bon synchronisme entre les pluies et les débits. Lors des tournées de contrôle (chaque mois) les volumes de pluie recueillis sont mesurés. Cela permet de contrôler le fonctionnement du dispositif de comptage des pluviographes. Globalement sur la période 1990-1996, il n'y a pas de différences notables entre les volumes de pluie enregistrés et mesurés : l'écart est nul pour le poste 69 ; le plus fort écart atteint -5 % (sous-estimation de l'enregistrement) au poste 56.

3. Hydroclimatologie générale des deux bassins

La pluviométrie annuelle moyenne des deux bassins versants est comparable (tableau 1). Elle est, pour la région, relativement abondante : le climat est qualifié de méditerranéen humide, mais peut présenter des années sèches (520 mm en 1988, 620 mm en 1989 au poste 69). L'écoulement annuel moyen du bassin versant du Rimbaud atteint 60 % de la pluviométrie. Ce comportement indique une faible capacité de stockage du bassin, ce qui est cohérent avec sa lithologie. La plus faible puissance du métamorphisme d'une partie du bassin versant du Valescure et la présence d'amphibolites altérables, entraînent des possibilités de stockage plus importantes. L'écoulement annuel moyen n'atteint pas 40 % de la pluviométrie.

Bassin versant	Rimbaud		Valescure	
	moyenne	écart-type	Moyenne	écart-type
Pluviométrie annuelle (mm)	1169	359	1207	368
Écoulement annuel (mm)	683	325	456	271

Tableau 1 - Pluviométrie et écoulement annuels des bassins versants du Rimbaud et du Valescure de 1968 à 1989 (année hydrologique : août à juillet)

4. Méthodologie

L'objectif de l'étude, évaluation de l'impact de l'incendie de forêt sur le comportement hydrologique du bassin versant du Rimbaud, est approché de deux façons :

- en comparant les écoulements observés sur le bassin versant après incendie et les écoulements calculés par des relations établies avant incendie. Le calcul des écoulements est basé soit sur l'information pluviométrique disponible sur le bassin, soit sur les écoulements du bassin versant témoin ;
- en comparant avec la même approche, les écoulements du bassin versant témoin (le ruisseau du Valescure) avant et après 1990.

Les écoulements calculés par modélisation au pas mensuel et au pas journalier sont repris de Lavabre *et al.*, 1997. Les modèles utilisés (GR2M et GR3J) ne sont pas décrits ici. L'essentiel des comparaisons présentées porte sur les écoulements annuels. Le calcul des écoulements est fait par régression.

Le bilan annuel d'écoulement d'un bassin versant résulte d'une superposition de phénomènes extrêmement variables, dont l'approche est délicate en raison de la non reproductibilité des phénomènes hydrologiques. C'est pourtant à l'échelle des processus (interception des pluies par la végétation, évaporation et évapotranspiration, formation des écoulements en crue ...) que l'impact de l'incendie devrait être apprécié. L'approche annuelle qui ne reflète qu'une image extrêmement lissée de la réalité, ne doit être considérée que comme un bilan numérique et ne saurait supporter des supputations "physiques" sur le comportement hydrologique du bassin versant.

Au demeurant, une approche simpliste par régression doit être interprétée avec les précautions d'usage. A titre d'exemple, le tableau 2 présente les écarts obtenus entre écoulements observés et écoulements calculés par 2 types de régression établis sur la même information.

Années	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Régression 1*	-111	-143	-97	1	22	-8	71
Régression 2**	-50	-110	-38	60	84	-102	111

* Régression 1 : $La = 0,7104 Pa - 4011,2$, $r^2 = 0,929$

** Régression 2 : $La = 0,0344 (Pa/100)^{2,44}$, $r^2 = 0,922$

La : écoulement annuel, Pa : Pluviométrie annuelle

Tableau 2 - Bassin versant de Valescure. Ecart (mm) entre écoulements observés et calculés par deux types de régressions établis sur la même information avant incendie (période 1968-1989)

Globalement, les écarts se distribuent de façon identique au cours des années, mais en absolu, des différences sont notables. Il est clair qu'une interprétation sur quelques dizaines de mm serait, pour le moins, hasardeuse !

5. Les différentes liaisons étudiées

Les équations de régression sont établies sur la période commune 1968-1989 ; les coefficients de détermination élevés, témoignent de la qualité des liaisons. Ces équations de régression sont utilisées pour calculer les variables expliquées, sur la période de calage (1968-1989) et sur la période après incendie (1990-1996). Les figures 2 à 8 présentent les écarts entre les observations et les valeurs calculées. Pour les figures 3 et 4, nous reprenons les estimations établies par modélisation mensuelle et journalière (Lavabre *et al.*, 1997, Lavabre et Marc, 1997).

Liaison	Y : Variable expliquée	X : Variable explicative
R1	La(r) : écoulements annuels du bassin versant du Rimbaud	Pa(r) : pluies annuelles du bassin versant du Rimbaud
R2	La(r) : écoulements annuels du bassin versant du Rimbaud	Pa(v) : pluies annuelles du bassin versant du Valescure
R3	La(r) : écoulements annuels du bassin versant du Rimbaud	La(v) : écoulements annuels du bassin versant du Valescure
R4	La(v) : écoulements annuels du bassin versant du Valescure	Pa(v) : pluies annuelles du bassin versant du Valescure
R5	Pa(r) : pluies annuelles du bassin versant du Rimbaud	Pa(v) : pluies annuelles du bassin versant du Valescure

Tableau 3 - Les différentes liaisons établies

Liaison	a	b	r ²
R1	0,895	-363	0,97
R2	0,887	-398	0,93
R3	1,14	161	0,91
R4	0,710	-401	0,93
R5	0,967	0	0,96

Pa et La sont exprimés en mm.

Tableau 4 - Caractéristiques des liaisons de la forme $Y = aX + b$;
r² : coefficient de détermination. Période d'observation 1968-1989

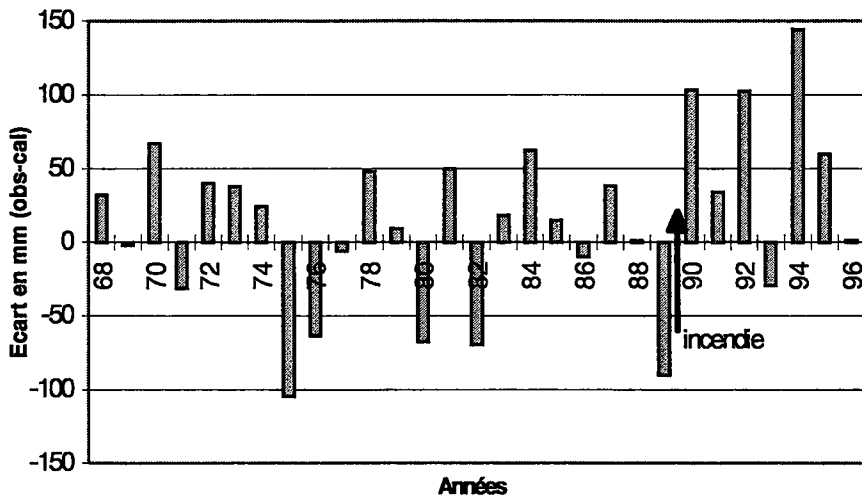


Figure 2 - Ecart entre les écoulements annuels du bassin versant du Rimbaud observés et calculés par la relation R1 (pluies annuelles du bassin versant du Rimbaud)

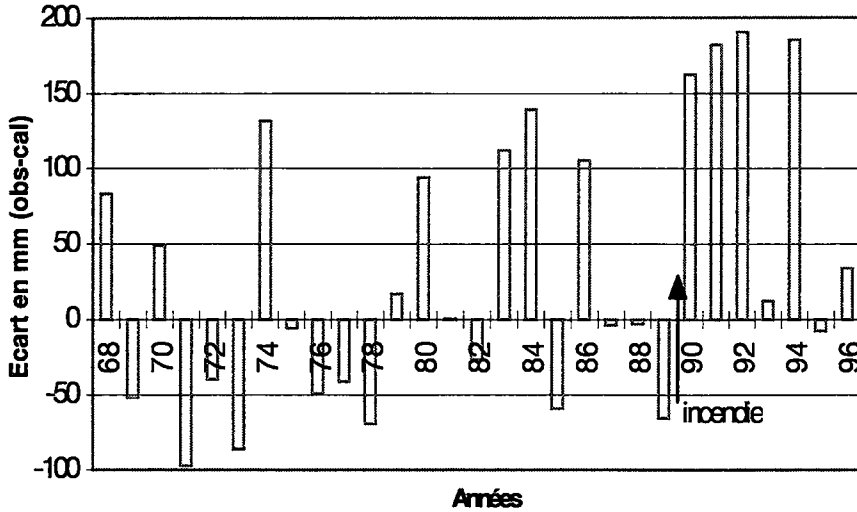


Figure 3 - Ecarts entre les écoulements annuels observés et calculés par le modèle mensuel GR2M ; Pluie du bassin versant du Rimbaud

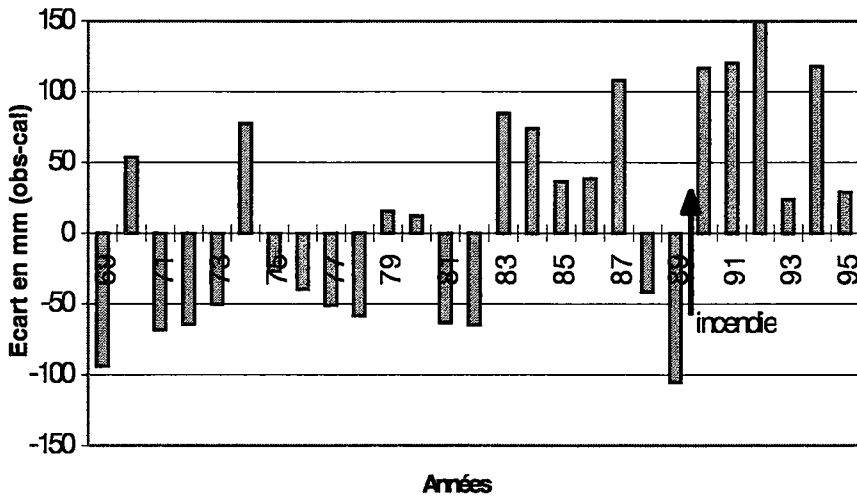


Figure 4 - Ecarts entre les écoulements annuels observés et calculés par le modèle journalier GR4J (Pluie du bassin versant du Rimbaud)

Globalement, les figures 2, 3 et 4 montrent une distribution des écarts comparables : un supplément d'écoulement en 1990, 1991, 1992 et 1994 (ce qui est gênant en interprétation de l'atténuation de l'impact de l'incendie au fur et à mesure de la reconquête végétale). Les écarts les plus importants sont obtenus avec la modélisation mensuelle (figure 3). Notons aussi, figure 2, le faible écart en 1991, qui aurait pu amener une conclusion hâtive et hasardeuse d'une atténuation de l'impact un an après l'incendie. Sur ces trois analyses, on pourrait avancer un ordre de grandeur du supplément d'écoulement : autour de 100 mm durant les trois années après incendie, soit 10 à 15 % de la pluviométrie annuelle.

Les liaisons R1 (figure 2) et R4 (figure 5) expriment les écoulements annuels en fonction des pluies annuelles respectivement pour les bassins versants du Rimbaud et du Valescure. Pour ce dernier, l'analyse fait ressortir des déficits d'écoulement, de l'ordre de 100 mm, en 1990, 1991 et 1992. Ces écarts, certes opposés à ceux obtenus sur le bassin du Rimbaud, posent un problème soit méthodologique, soit de stationnarité des séries. En effet, comment interpréter cette succession de 3 années déficitaires alors qu'aucune modification connue n'a affecté le bassin ? On peut donc se demander si le bassin n'accuse pas la sécheresse des années précédentes.

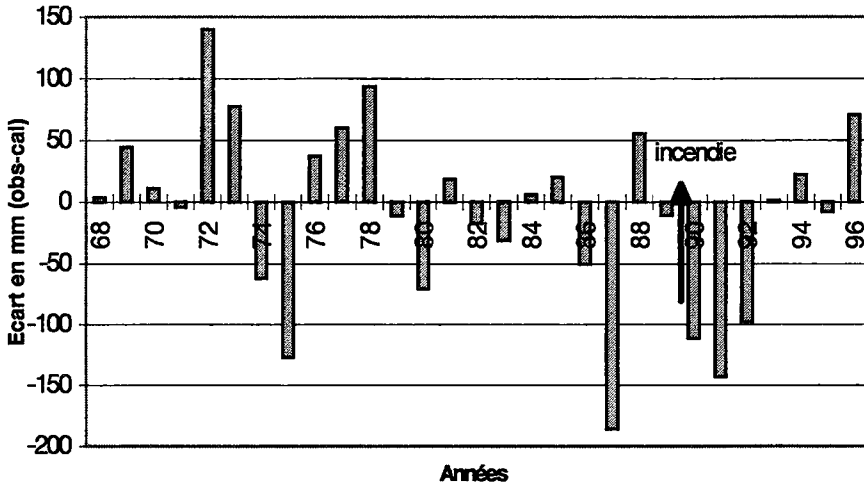


Figure 5 - Ecart entre les écoulements du bassin versant du Valescure observés et calculés par la relation R4 (pluies annuelles du bassin versant du Valescure)

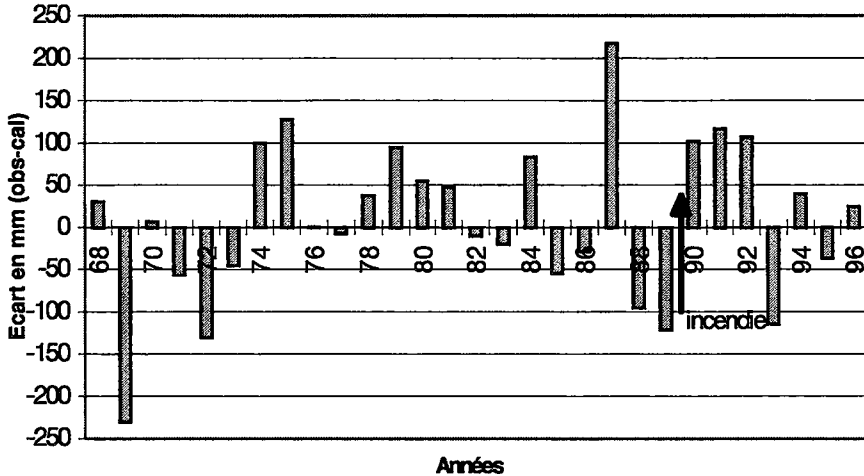


Figure 6 - Ecart entre les écoulements du bassin versant du Rimbaud observés et calculés par la relation R3 (écoulements annuels du bassin versant du Valescure)

Les liaisons R2 et R3 abordent la comparaison interbassins. La liaison R3, écoulements annuels du Rimbaud expliqués par les écoulements annuels du Valescure, fait aussi apparaître un supplément d'écoulement du bassin versant du Rimbaud en 1990, 1991 et 1992 (figure 6). Le plus fort écart est obtenu en 1991, en désaccord avec les résultats obtenus par la liaison R1. En 1993, le bassin du Rimbaud présenterait un déficit d'écoulement important.

Par contre, aucun impact de l'incendie n'est discernable, figure 7, sur les écarts obtenus avec la liaison entre les écoulements du bassin versant du Rimbaud et les pluies du bassin versant du Valescure (liaison R2) !

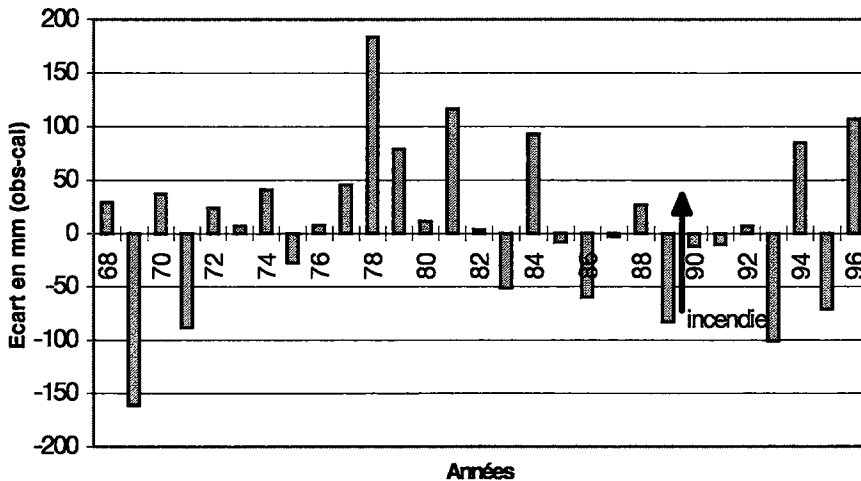


Figure 7 - Ecart entre les écoulements du bassin versant du Rimbaud observés et calculés par la relation R2 (pluies annuelles du bassin versant du Valescure)

6. Discussion

A partir de relations apparemment correctes, tout au moins au sens des coefficients de détermination, nous sommes confrontés à des résultats divergents.

En négligeant l'information pluviométrique propre au bassin versant incendié, l'examen des écoulements à partir de la pluviométrie du bassin versant témoin, *conclut à un impact nul de l'incendie*. Et remarquons que les pluies du bassin versant témoin sont établies grâce à l'information de plusieurs pluviographes, et que le milieu n'a pas été perturbé ... Donc avec toute raison de croire en la stabilité de la série pluviométrique.

L'approche par comparaison des écoulements des deux bassins fait par contre apparaître un supplément d'écoulement sur le bassin incendié durant les trois années consécutives à l'incendie. Mais cela ne peut être dissocié du fait que les écoulements du bassin témoin semblent affectés d'une non stationnarité (liaison R4) à laquelle pourraient être imputés les suppléments d'écoulement mis en évidence sur le bassin versant incendié ! Le bassin témoin accuse certainement le fort déficit hydrique consécutif aux années 1988 et 1989, à

pluviométrie nettement déficitaire. Cela ne présuppose pas pour autant que le bassin du Rimbaud aurait eu un comportement analogue en absence d'incendie.

L'approche par les pluies du bassin incendié, fait apparaître des suppléments d'écoulement après incendie, certes acceptables dans notre conception *a priori* de l'impact de l'incendie, mais en désaccord avec les analyses précédentes !

La stationnarité de la chronique pluviométrique du bassin incendié peut-elle être mise en cause ? Supposition qui ne peut être écartée *a priori* à l'examen de la figure 8. Il apparaît en effet que la pluviométrie du bassin incendié, est systématiquement déficitaire (écart moyen de 100 mm) durant la période 1990-1995. Notons toutefois des écarts inverses sur la période 1975-1982. Ces écarts sont de plus confirmés par les résultats obtenus par Martin, (1986, 1995), qui fait apparaître des différences entre la pluviométrie du poste 69 et d'un poste supplémentaire, installé à quelques centaines de mètres et géré dans le cadre d'un suivi de l'érosion des sols.

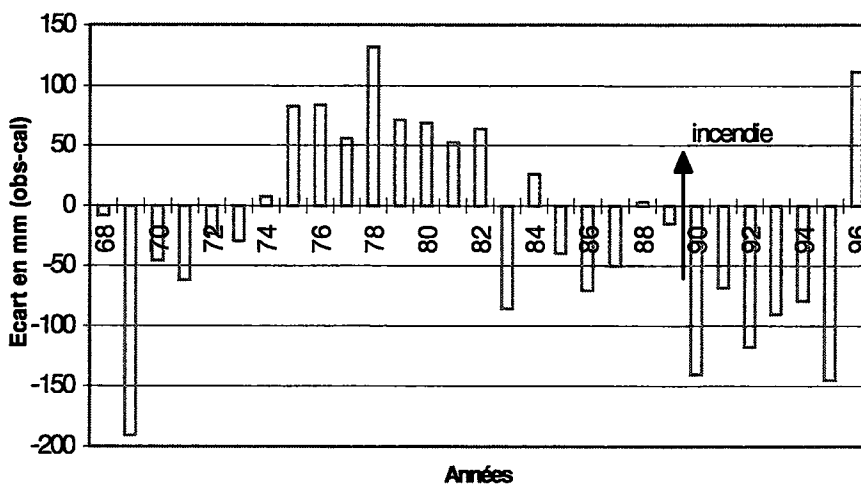


Figure 8 - Ecart entre les pluies annuelles du bassin versant du Rimbaud observés et calculés par la relation R5 (pluies annuelles du bassin versant du Valescure)

Années	Ecart* (mm)	Ecart (%)
1976	185	9,9
1977	138	9,7
1978	93	10,0
1979	227	14,4
Moyenne 1976-1979	161	11
1990	130	13,7
1991	19	2,4
1992	85	8,5
1993	33	3,1
Moyenne 1990-1993	67	6,9

* ces écarts sont établis par différence : Pa 69 - Pa du poste expérimental

Tableau 5 - Ecart entre la pluviométrie du poste 69 et d'un poste expérimental

Essayons d'examiner les éventuels facteurs générateurs d'une non homogénéité de la chronique de pluie du poste 69 :

- le poste a été remplacé -à l'identique- après sa destruction par l'incendie. Le contrôle de la comptabilisation des volumes ne fait cependant pas apparaître de dérive notable ;
- l'incendie a perturbé l'environnement immédiat du pluviographe. Son pouvoir de captation peut en être affecté à cause de l'accélération du vent au sol. Sous cette hypothèse, la pluie réelle serait plus importante que la pluie mesurée. Ce qui réduirait proportionnellement les suppléments d'écoulement calculés ;
- il est envisageable, mais difficilement contrôlable, que le pluviomètre 69 ait surestimé la pluie durant la période avant incendie, et notamment de 1975 à 1982. La relation établie sur cette période aboutirait alors à des résultats par défaut après incendie. Et serait donc majorante pour l'évaluation de l'impact de l'incendie.

Conclusion

Apporter une conclusion à de tels résultats est, à l'évidence, quelque peu délicat. L'impact de l'incendie ne peut, avec une méthodologie d'analyse aussi sommaire et sur un simple examen des écoulements annuels, être apprécié correctement. Les résultats sont dans la marge d'incertitude des relations et la non stationnarité apparente de la chronique pluviométrique ne facilite pas l'interprétation.

Pourtant l'essentiel des recherches qui analysent les écoulements des bassins versants en relation avec l'occupation de l'espace est basé sur des examens analogues. Bien sûr, nous ne remettons pas en cause les résultats publiés. Nous nous bornons à constater, ce qui n'est pas réellement original, que le comportement hydrologique des bassins versants n'a rien d'universel. Dans le cas analysé ici, la bonne aptitude à l'écoulement du bassin avant incendie, en raison de la faible capacité de stockage hydrique, ne permet pas de conclure de manière objective quant à l'impact de l'incendie sur les écoulements annuels.

Bibliographie

Lavabre J., Sempere-Torres D., Cernesson F., 1993, Hydrological consequences of fire: changes on the hydrological response of a little mediterranean basin a year after the fire. *Journal of Hydrology*, 142, pp 273-299.

Lavabre J., Martin C., Bernard-Allee P., Folton N., 1993, Comportement hydrologique des sols d'un petit bassin versant méditerranéen après la destruction de l'écosystème forestier par un incendie, premières analyses 2 cycles hydrologiques après incendie. *Rencontres forestiers, chercheurs en forêt méditerranéenne*, La Grande Motte, INRA, ed, 10 p.

Lavabre J., 1995, Rapport de synthèse du Projet DM2E, 4^{ème} programme cadre de Recherche et Développement de l'Union Européenne, thème Environnement. 40 p.

Lavabre J., Arnaud P., Folton N., Michel C., 1996, Les écoulements d'un petit bassin versant méditerranéen après un incendie de forêt. In *Ingénieries - Eau-Agriculture-Territoire*, N° 7, p. 21 à 30.

Lavabre J., Marc V., 1997, Bassin versant de recherche du Réal Collobrier. Le rôle de la couverture forestière dans la lutte contre la désertification de la zone méditerranéenne. Incidence de la couverture forestière sur les eaux de pluie : aspects quantitatif et qualitatif. Rapport d'activité 1995-1996, 48 pages + figures.

Martin C., 1986, Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques ; l'exemple du massif des Maures (Var, France). *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris I*, 3 tomes, 935 p.

Martin C., Chevalier Y., 1991, Premières conséquences d'un incendie de forêt sur le comportement hydrochimique du bassin versant du Rimbaud (Massif des Maures, Var, France). *Hydrologie Continentale*, vol. 6, n° 2, p. 145-153.

Martin C., Bernard-Allee P., Kuzucuoglu C. & Levant M., 1995. Mesure de l'érosion mécanique des sols après un incendie de forêt dans le massif des Maures. In : *Livre des résumés du colloque "Crues, versants et lits fluviaux"* (Paris, 1995), p. 123-124.

Puech C., Lavabre J., Martin C., 1991, Les feux de forêts de l'été 1990 dans le Massif des Maures : cartographie à l'aide de l'imagerie satellitaire, premières conséquences sur le cycle hydrologique, recherches sur les phénomènes d'érosion, *Sécheresse 1991*, N° 2 : 175-181.

Les fortes crues d'août 1997 à Draix : d'un printemps sec à des records de charges solides

The big floods in august 1997 at Draix : from a dry springtime to solid transport records.

Jean Emmanuel OLIVIER
Division Erosion Torrentielle, Neige et Avalanches
Cemagref, BP 76, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex

Résumé

L'année 1997 est, pour les bassins expérimentaux, l'année de la relance des activités sur le site, en particulier avec la présence d'un permanent chargé de la gestion de l'ensemble des mesures. Le printemps 1997 a été le plus sec depuis le début des mesures à Draix en 1984. Il n'y a pas eu de crues de printemps qui traditionnellement commencent à déblayer les matériaux détritiques accumulés pendant l'hiver. Une des conséquences en a été les transports solides exceptionnels des premières crues de l'été qui établissent en particulier des records de concentrations de matières en suspension à la station du Laval.

La présence d'un observateur a permis de constater un certain nombre de problèmes liés soit à l'instrumentation soit à la conception des installations. Ces observations devraient permettre d'améliorer la qualité des mesures.

Abstract

In 1997, observations on the experimental catchment of Draix started again using a new approach : an observer on the site was in charge of all measurements management. The spring of 1997 was the driest since the beginning of the observations in 1984. There were no spring floods which usually begin to carry away detritical materials accumulated during winter. As a consequence, exceptional high solid transport occurred for the first summer floods and suspended material concentration at the Laval station reached record level. The fact that an observer was on the site brought to light problems related to instrumentation and to the conception of gauging flume. These observations should lead to the improvement in the measurement accuracy.

Introduction

Le climat de la Haute Provence est caractérisé par deux périodes pluvieuses au printemps et à l'automne. Traditionnellement, les premières crues de printemps transportent les matériaux accumulés durant l'hiver. Le début de l'année 1997 a été particulièrement sec, établissant le record de sécheresse pour les six premiers mois depuis le début des mesures à Draix, et il n'y a pas eu de crues au printemps. En conséquence, les premières crues d'été ont généré des transports solides exceptionnels, avec en particulier des records de concentrations en matières en suspension (MES).

1. La pluviométrie

1.1. Les pluies mensuelles enregistrées à Draix

La plus longue série de mesures disponibles est celle fournie par le pluviographe du Laval, situé à proximité de la station hydrométrique du même nom. On dispose d'années complètes à partir de 1984 (voir tableau 1).

année	janvier	février	mars	avril	mai	juin	juillet	août	sept.	oct.	nov.	déc.	année
84	67,0	40,6	78,9	33,4	196,7	117,5	0,0	59,8	71,5	123,5	62,3	84,6	935,8
85	102,5	41,0	99,4	29,2	162,0	46,9	15,6	86,8	35,2	12,3	96,3	34,6	761,8
86	108,2	60,9	23,2	182,9	45,8	37,6	86,8	71,5	96,0	21,6	52,6	18,5	805,6
87	31,3	59,9	54,2	128,6	49,2	80,4	142,7	82,3	38,9	178,2	30,2	66,8	942,7
88	60,8	34,2	56,1	68,9	152,3	95,5	26,6	22,6	21,1	178,1	29,2	28,9	774,3
89	8,8	89,5	25,4	169,7	74,5	24,8	16,0	23,3	44,2	19,4	49,0	48,3	592,9
90	24,9	64,9	27,7	109,6	105,8	33,0	37,1	107,5	27,4	226,2	60,3	53,6	878,0
91	16,9	51,9	102,1	27,5	48,5	48,4	19,9	50,4	240,4	116,4	146,8	7,7	876,9
92	36,8	17,5	84,9	48,0	114,6	216,0	153,9	92,3	100,0	159,1	62,8	67,6	1153,5
93	2,5	2,1	18,2	186,3	118,9	71,3	38,5	69,4	185,8	153,4	23,7	85,9	956,0
94	185,4	62,5	8,9	65,6	68,8	84,7	93,7	23,3	283,9	120,7	184,3	26,7	1208,7
95	50,6	140,0	42,0	153,2	118,7	24,9	83,5	135,3	118,4	47,4	82,4	148,2	1114,6
96	198,6	44,6	29,2	73,6	99,4	167,5	49,1	145,2	40,0	57,5	249,8	67,1	1221,6
Moy.	68,8	54,6	50,0	98,2	104,2	80,7	58,7	74,6	100,2	108,8	86,9	56,8	940,2
écart type	63,6	33,9	32,0	60,0	46,9	57,8	49,5	39,9	85,7	70,5	67,6	37,0	192,5
maxi	198,6	140,0	102,1	186,3	196,7	216,0	153,9	145,2	283,9	226,2	249,8	148,2	1221,6
mini	2,5	2,1	8,9	27,5	45,8	24,8	0,0	22,6	21,1	12,3	23,7	7,7	592,9

Tableau 1 - Pluies mensuelles, poste du Laval, période 1984-96 (en mm)

L'examen des moyennes mensuelles fait apparaître deux pôles pluvieux, au printemps et à l'automne, encadrés par un été et un hiver plutôt secs (figure 1). Normalement les précipitations hivernales consistent en chutes de neige, les pluies de printemps et d'automne sont plutôt liées à des fronts qui produisent des précipitations régulières d'intensité relativement modeste, l'été étant en général sec avec quelques orages violents qui sont à l'origine des fortes crues torrentielles. La variabilité climatique caractéristique des Alpes du Sud qui apparaît dans le tableau ci dessus fait que pratiquement chaque année présente un profil beaucoup plus irrégulier que le graphique de la moyenne, mais on retrouve toujours une période pluvieuse marquée au printemps entre mars et juin et à l'automne entre septembre et décembre.

Cette séquence climatique joue un rôle important dans le fonctionnement des bassins versants. En hiver les cycles gel-dégel et la fonte de la neige désagrègent les matériaux que

le faible écoulement résiduel ne peut entraîner à l'exutoire : il y a donc accumulation de matériaux dans les bassins. Ce sont les premières crues de printemps qui vont transporter ces matériaux disponibles, induisant des crues fortement chargées malgré des débits liquides de pointe modestes. Puis le cycle décomposition entraînement se régularise et il faut attendre les fortes crues d'été pour observer de nouveau de forts transports solides avec en particulier de très fortes concentrations en matières en suspension (MES). Les pluies d'automne ont plutôt un rôle de nettoyage du lit et les concentrations en MES diminuent fortement : au début de l'hiver en général les lits principaux sont débarrassés des laisses de crues et la roche mère apparaît.

Le printemps de 1997 a été très sec et ceci a entraîné un comportement particulier des bassins lors des pluies estivales.

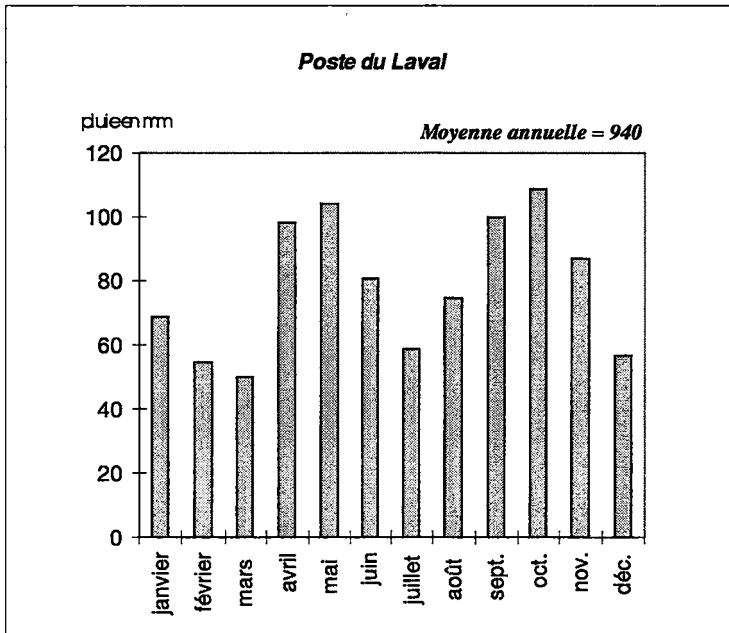


Figure 1 - Moyennes mensuelles 1984-1996

1.2. Les pluies du printemps 1997

Le tableau 2 ci-dessous permet de comparer les pluies des six premiers mois de 1997 avec celles de l'ensemble de la période. Le premier semestre 1997 est le plus sec depuis le début des mesures à Draix, avec en particulier des valeurs de pluviométrie inférieures à la moyenne de février à juin inclus et des records de sécheresse pour mars et mai.

Une des conséquences a été l'absence de crues notables jusqu'en juin, avec en particulier aucun transport solide mesurable durant cette période.

1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
534	481	459	404	468	393	366	295	518	399	476	529	613	265
												<u>Moyenne</u>	<u>443</u>
												maxi	613
												mini	265

Tableau 2 - Pluies mensuelles cumulées des 6 premiers mois de l'année (période 1984-97)

1.3. Les pluies de l'été 1997

L'été 1997 a été relativement pluvieux, il arrive en deuxième position dans la série de mesures après 1992 (voir tableau 3). Le mois de juillet dans l'ensemble supérieur à la moyenne a consisté en des séries de petits orages produisant des hauteurs d'eau et des intensités de pluie plutôt faibles pour la période concernée. La pluviométrie du mois d'août constitue le record de la série, il a fallu toutefois attendre la deuxième quinzaine pour observer des orages importants. Le mois de septembre fait partie des mois secs, il apparaît en avant-dernière position dans la série.

1984	1985	1986	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
60	102	158	225	49	39	145	70	246	108	117	219	194	233
												<u>Moyenne</u>	<u>140</u>
												maxi	246
												mini	39

Tableau 3 - Cumul des pluies mensuelles estivales (juillet à septembre) (période 1984-97)

La pluviométrie de l'été a donc été assez irrégulière et en conséquence il a fallu attendre le mois d'août pour observer des crues importantes.

L'irrégularité des précipitations qui caractérise le climat des Alpes du Sud est particulièrement bien illustrée par le printemps 1997, avec pour principale conséquence du point de vue du régime hydraulique des torrents, l'absence de crues de printemps et des transports solides inhabituels, en particulier en suspension, durant l'été.

2. Les crues de l'été 1997

Remarque : les différents chiffres concernant les crues de 1997 énoncés dans ce paragraphe, particulièrement ceux concernant les débits liquides, n'ont pas encore fait l'objet de la procédure de critique habituelle. Ils ne peuvent donc être considérés comme définitifs et sont susceptibles d'être l'objet de modifications, en particulier lors de publications ultérieures. Toutefois les ordres de grandeurs ne devraient en être que peu affectés, et resteront représentatifs des phénomènes décrits plus loin.

Les crues du mois de juillet ont présenté des caractéristiques inhabituelles, liées à la fois à la faiblesse des précipitations ainsi qu'à leur intensité médiocre. Les débits ont présenté des

caractéristiques qu'on observe en général au début du printemps, débit de pointe modeste, écoulement de longue durée, transport solide important malgré des débits transités limités. Une crue caractérisant bien ce phénomène est celle observée le 5 juillet 97 à la station du Laval (Bassin versant de 85 ha).

2.1. La crue du 5 juillet 97 au Laval

La pluie génératrice de la crue est peu importante, 16 mm au pluviographe du Laval situé près de la station de mesure des débits et 13 mm à celui de Pompe dans le haut du bassin versant. Les intensités sont faibles, maximum de 30 mm/h pendant une minute, la pluie dure environ trois heures.

Le maximum atteint par le débit est modeste, environ 200 l/s. Malgré cela la crue a déposé 173 m³ dans la plage de dépôts.

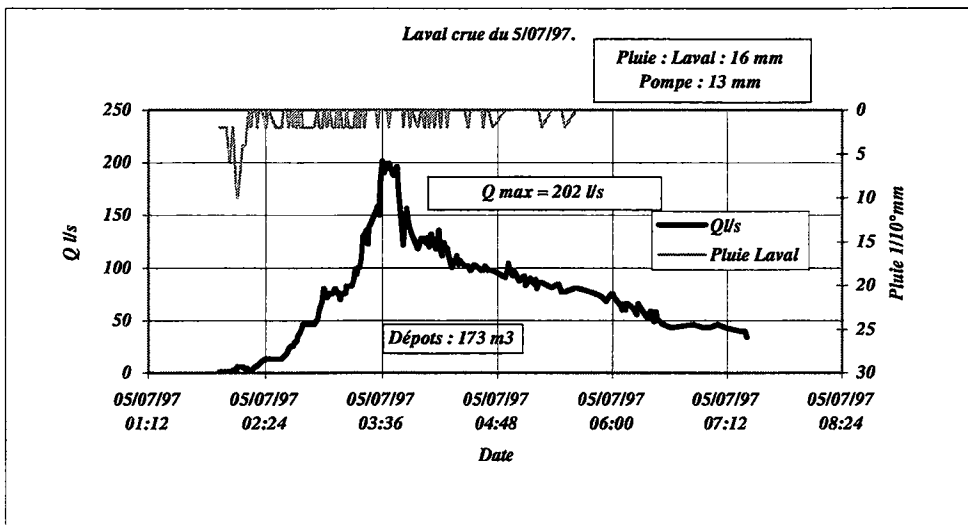


Figure 2 - La crue du 05/07/97

2.2. La crue du 13 août 1997

La pluie génératrice est faible, 9.4 mm au Laval, 16.6 mm à Pompe, mais elle dure moins d'une heure, et il y a de la grêle en milieu de période. La crue est extrêmement brutale, au Laval le niveau monte d'environ 1.5 m en trois minutes. L'écoulement est très dense (voir photo). L'ensemble de l'événement dure une demi-heure. A la fin de la crue, le canal d'amenée et la zone de débordement du Parshall sont couverts d'une couche de plusieurs centimètres de particules fines, et la plage de dépôts est aux trois quarts pleine.

Le niveau maximum enregistré par le limnimètre à ultra sons est de 1.61 m, ce qui correspond à un débit de 5.8 m³/s. Le limnimètre « bulle à bulle » a été perturbé par les fortes concentrations en MES. Durant la crue, le niveau de 1.70 m a été observé visuellement, cette observation n'a pu être corroborée par l'échelle à maximum située à

proximité, l'entrée en ayant été obturée par des dépôts. Le pas de temps d'enregistrement des centrales d'acquisition utilisée actuellement est d'une minute. Le niveau maximum a été enregistré par la centrale quatre minutes après le début de la montée ; il n'est donc pas impossible que le niveau maximum ait été atteint entre deux scrutations et n'ait pas pu être enregistré. Pour échantillonner correctement ce type d'événement, il est nécessaire d'utiliser des pas de temps plus rapides.

Les concentrations maximales en MES mesurées depuis 1984 au Laval sont de l'ordre de 500 g/l, ici les prélèvements ont donné des valeurs comprises entre 500 et 800 g/l, ce qui correspond à des densités comprises entre 1.4 et 1.5 pour le mélange. Le débit solide maximum transité au niveau de la station est d'environ 4 tonnes/s. Le volume des dépôts s'est élevé à 528 m³, ce qui est exceptionnel pour des précipitations aussi faibles.

Sur le petit bassin de la Roubine (1300 m²), le débit maximum mesuré est de 13.2 l/s, et le piège à matériaux a retenu 2.24 m³. Ces chiffres placent cette crue dans les plus fortes crues observées depuis le début des mesures (voir tableau des fortes crues plus loin).

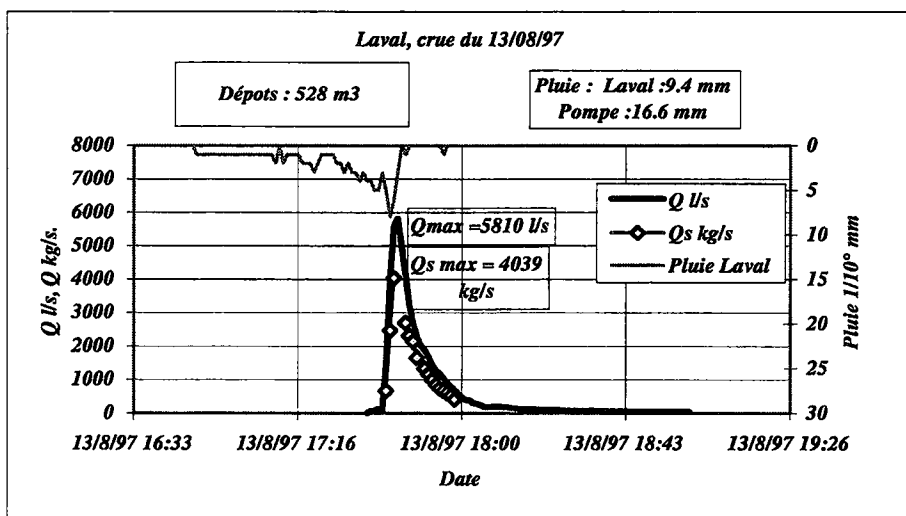


Figure 3 - Crue du 13/08/97

2.3. La crue du 21 août 1997

C'est le premier, et le seul gros orage de l'été. Il a débuté par une chute de grêle, brève mais violente, qui a concerné uniquement la partie supérieure du bassin du Laval. Cette chute de grêle a été suivie par une accalmie pendant laquelle la grêle a fondu, ce qui a occasionné une petite crue qui correspond à la première montée de la crue (figure 4). Ensuite la pluie s'est généralisée sur l'ensemble des bassins. Le total des précipitations a été de 52 mm au Laval et 40.6 mm à Pompe.

Au Laval le niveau maximum enregistré par le limnimètre à ultra sons est de 1.75 m, ce qui correspond à un débit d'environ 8 m³/s. L'échelle à maximum a fonctionné et indique un

niveau de 1.82 m, ce qui est corroboré par les observations sur le site (voir photo 2). Lors de cette crue la limite de débordement des installations a été atteinte au Laval.

Cette crue qui a atteint un débit maximum et une durée supérieurs à celle du 13 août, avec en outre des maximums secondaires importants, a occasionné des transports solides beaucoup plus faibles que la précédente. En effet la concentration maximum mesurée « n'est que » de 395 g/l, soit la moitié du maximum de la crue du 13 août. Il faut remarquer que les concentrations les plus fortes (entre 270 et 395 g/l) sont observées durant la première montée de la crue due à la chute de grêle, les concentrations mesurées ensuite pendant le corps principal de la crue chutent fortement en début de montée (entre 120 et 150 g/l), remontent ensuite vers le maximum de la crue mais sans dépasser 275 g/l. Le débit maximum en suspension est d'environ 1.8 tonnes/s, soit moins de la moitié de celui du 13 août. Le dépôt mesuré dans le piège à matériaux est de 103 m³ ce qui reste faible pour une crue de cette importance (voir tableau des fortes crues).

A la Roubine le débit maximum a été de 15.5 l/s et le volume des dépôts dans le piège à matériaux de 2.23 m³. Donc un débit liquide légèrement supérieur et un transport solide du même ordre de grandeur. Il faut remarquer que dans ce cas aussi les concentrations en MES sont restées inférieures à celles du 13 août (maxi du 21 : 100 g/l, maxi du 13 : 170 g/l).

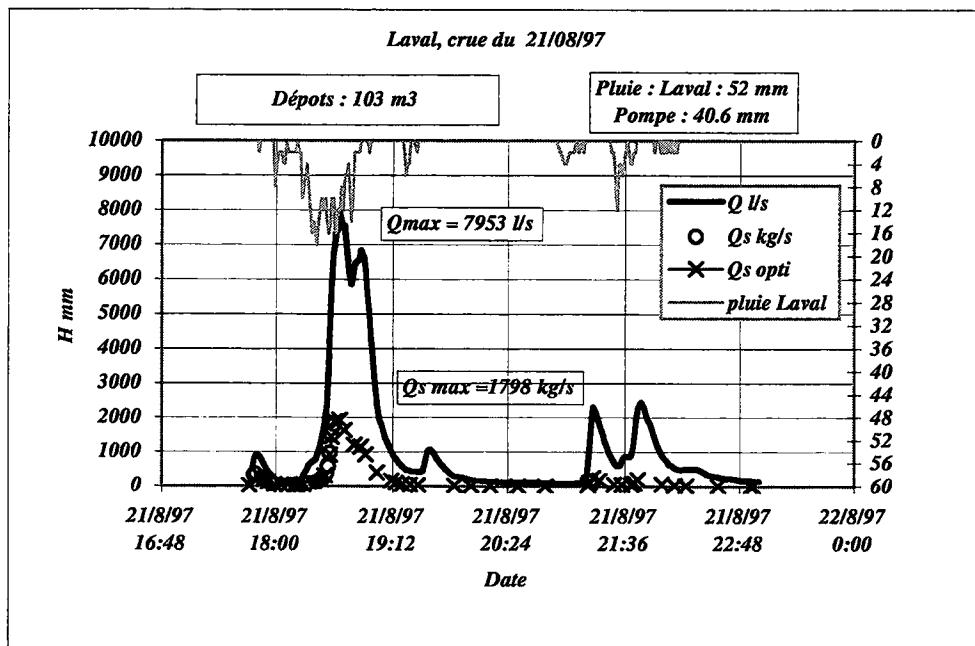


Figure 4 - La crue du 21/08/97

3. Comparaison avec les crues principales mesurées au Laval et à la Roubine

Pour situer rapidement les crues d'août 97, dans le contexte des crues mesurées à Draix, on a dressé le tableau suivant (n° 4). Les critères de comparaison rapide sont le débit maximum et la quantité de dépôts amenés par la crue dans le piège à matériaux. Il ne s'agit pas d'effectuer une analyse fine mais de situer l'importance de ces crues par rapport aux mesures existantes.

Date	Laval			Roubine	
	dépôt m ³	Hmax m	Qmax	dépôt m ³	débit l/s
01/07/86	700	2.32	19.3	4.0	2,6 (?)
28/09/86	570	1.69	6.9	2.2	23,0
06/07/87	310	1.70	7.1	2.6	14.4
24/08/87	210	HS	HS	2.1	20,0
20/05/90	414	1.84	9.4	0.4	0 (?)
20/07/92	débordement	2.00	12.4	0.5	14,0
21/07/92	débordement	2.00	12.4	4.3	26,0
29/08/92	589	2.00	12.4	2.8	27,0
20/06/94	546	1.89	10.3	3.1	7,0 (?)
08/09/94	585	2.40	21.2	5.0	80,0
07/08/96	654	1.90	10.5		
13/08/97	528	1.61	5.8	2.2	13.2
		1.70	7.0		
21/08/97	103	1.75	7.9	2.2	15.5
		1.82	9.1		

Tableau 4 - Les crues principales au Laval et à la Roubine

Dans le tableau 4, il y a deux chiffres de hauteur et de débit pour les crues de 1997 au Laval. Le premier correspond à la mesure enregistrée, le second à l'estimation faite soit visuellement, soit en reprenant la mesure de l'échelle à maximum.

On voit que la crue du 13 août se situe dans les fortes valeurs du point de vue des dépôts pour les deux stations, sachant par ailleurs que les concentrations en MES sont de beaucoup les plus importantes jamais enregistrées au Laval et cela pour une pluviométrie modeste. On peut supposer qu'il s'agit d'un phénomène peu commun qui mérite une analyse plus poussée. Au Laval, si on conserve la valeur de hauteur enregistrée, on obtient le débit le plus faible du tableau et cette crue est sans équivalent, par contre si on retient la valeur estimée visuellement les valeurs de cette crue sont très comparables avec celles du 28 septembre 1986. Cette dernière a été générée par un violent orage de grêle qui a provoqué une coulée plus proche d'une lave torrentielle que des écoulements hyperconcentrés observés habituellement au Laval. A la Roubine cette crue se situe aussi dans les crues importantes, ce qui tendrait à montrer que les versants ont aussi participé à la production de matériaux et qu'il n'y a pas eu uniquement un nettoyage du lit au Laval.

La crue du 21 août fait partie des fortes crues du point de vue des débits, mais au Laval les dépôts mesurés sont peu importants et les concentrations de MES très moyennes. A la Roubine par contre les chiffres situent cette crue dans les crues importantes.

Une interprétation possible peut être que les transports solides de la crue du 13 août résultent à la fois d'une participation des versants et d'un nettoyage du lit, alors que pour celle du 21 août il s'agit essentiellement d'apports des versants. La confirmation de cette hypothèse nécessite une étude plus fine de ces crues, en particulier des volumes de MES mis en jeu, qui n'entre pas dans le cadre de cet article.

4. Observations sur le fonctionnement des installations et du matériel de mesure

Dans l'ensemble les appareils ont fonctionné correctement. Le principal reproche que l'on peut faire concerne les centrales d'acquisition dont le pas de temps d'auscultation le plus rapide est d'une minute ce qui est insuffisant dans le contexte des crues « flash » observées à Draix. Les défaillances constatées concernent la mesure des MES le 13 août. Le préleveur d'échantillons s'est bouché après le seizième prélèvement, les valeurs fournies par le capteur optique à rétrodiffusion sont sous évaluées par rapport à celles des échantillons. Les tensions fournies par les capteurs de pression différentielle suivent à peu près les mêmes courbes que les concentrations, mais avec toutefois quelques irrégularités difficilement explicables. L'analyse des mesures n'est pas encore terminée, en particulier quant à la stabilité de l'étalonnage.

La présence d'un observateur a permis de comprendre l'origine de deux problèmes liés aux installations à la station du Moulin.

Le premier est la perturbation du fonctionnement du canal Parshall de 9 pouces quand la hauteur d'eau dépasse un mètre. Ce problème était connu par la comparaison des mesures du canal Parshall avec celles du canal trapézoïdal situé juste à l'amont, mais son origine était attribuée à un fonctionnement noyé du canal trapézoïdal pour ces valeurs. Les observations montrent qu'en fait ce problème est lié à l'entonnement du Parshall, trop convergent, ce qui provoque l'apparition d'un ressaut hydraulique dans la zone de mesure.

Le deuxième est lié à la comparaison des mesures entre les deux canaux trapézoïdaux situés respectivement à l'amont et à l'aval de la plage de dépôt. Systématiquement les hauteurs, donc les débits puisque les canaux sont identiques, mesurées à l'amont sont plus faibles qu'à l'aval. Ce phénomène est lié à la formation d'une onde stationnaire en amont de la zone de mesure. Des essais sur modèle réduit antérieurs à la construction de ces canaux avaient montré l'importance de ces phénomènes d'ondes stationnaires suivant le type d'entonnement du canal.

A la suite de ces observations une étude doit être entreprise pour remédier à ces problèmes.

Au Laval la crue du 21 août confirme le sous dimensionnement des installations, à la fois du déversoir du barrage de la plage de dépôt et de la zone de débordement du Parshall.

Conclusion

L'année 1997 qui marque la relance des B.V.R.E. de Draix, en particulier avec le détachement d'un permanent sur le site, commence par un record de sécheresse printanière et se poursuit par des crues estivales qui établissent des records de concentration en MES.

Les observations faites à l'occasion des crues estivales devraient permettre d'améliorer le fonctionnement des installations. Le renouvellement du parc de centrales d'acquisition devrait participer à l'obtention de données de meilleure qualité.



Photo 1 - La crue du 13 août 1997 au Laval. Aspect de l'écoulement en décrue

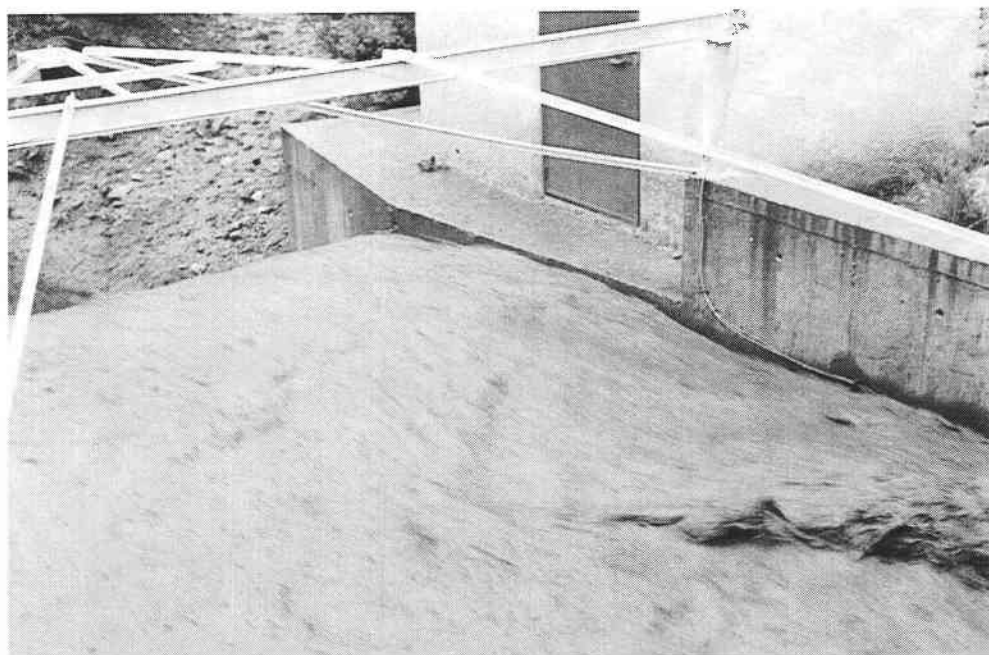


Photo 2 - La crue du 21 août au Laval. Le canal en limite de débordement vers le maximum de la crue

Formation des fortes crues dans les bassins versants expérimentaux de Draix : La crue exceptionnelle du 8 septembre 1994

High floods generation in the experimental catchments of Draix : the extreme flood of September 8th, 1994

Nicolle MATHYS*, Jean-Pierre CAMBON**, Jean-Emmanuel OLIVIER*

* Cemagref, 2 rue de la papeterie - BP 76, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex

Tél : +33 (0)4 76 76 27 73 - Fax : +33 (0)4 76 51 38 03 - Email : nicolle.mathys@cemagref.fr

** Cemagref - Le Tholonet, BP 31, 13612 Aix-en-Provence Cedex 1

Tél : +33 (0)4 42 66 99 36 - Fax : +33 (0)4 42 66 88 65 - Email : jean-pierre.cambon@cemagref.fr

Résumé

Les bassins versants expérimentaux de Draix, situés sur les marnes noires très érodibles des Alpes du sud ont fait l'objet d'investigations à partir de 1983, afin d'affiner les connaissances sur le fonctionnement hydrologique et érosif des petits bassins versants de montagne. L'observation des crues, de leur formation, en présence ou non de couvert végétal est l'un des principaux objectifs de ce site. Après une dizaine d'années d'observation, une crue exceptionnelle a été enregistrée en septembre 1994, au cours de laquelle des débits de plus de $20 \text{ m}^3/\text{s.km}^2$ ont été observés sur un bassin dégradé de moins d'un km^2 . Au cours du même épisode, un bassin d'un km^2 , reboisé au siècle dernier et couvert à plus de 80 % de forêt, a vu se produire une crue de plus de $2 \text{ m}^3/\text{s}$. Or l'épisode pluvieux générant la crue, certes intense, n'était pas exceptionnel. L'effet de préparation des sols par un orage quelques heures auparavant a pu être mis en évidence. L'extension de l'orage, concernant tout le site en même temps, son déroulement et la présence de grêle ont également été déterminants. Ces observations conduisent à entreprendre une analyse plus fine des écoulements souterrains et retardés, même sur un bassin à ruissellement rapide.

Abstract

Experimental catchments of Draix are monitored since 1983 in order to improve the knowledge of hydrology and erosion processes in mountain catchments. The observation of flood events was one of the most important aims of this field laboratory. In September 1994, an extreme flood was observed. On two basins, nearly 1 km^2 of surface area, the peak discharge reached $20 \text{ m}^3/\text{s.km}^2$ on the denudated one and $2 \text{ m}^3/\text{s.km}^2$ on the forested one. Therefore, the rainfall depth and rainfall intensity were high but not exceptional. The effect

of the previous storm occurring a few hours before, the distribution of the storm in time and space were determining. The aggravating effect of hail was observed during this storm event as in the other highest floods of the series. Further analysis on subsurface runoff, separation of hydrograph components and contribution of pre-event water should be carried out.

Introduction

Les bassins versants expérimentaux de Draix ont été instrumentés à partir de 1983 afin d'affiner les connaissances sur le fonctionnement hydrologique et érosif des petits bassins versants de montagne et l'observation des épisodes de crue est l'un des principaux objectifs de ce site. Après une dizaine d'années d'observation, un épisode exceptionnel a été enregistré en septembre 1994.

Le 8 septembre 1994, dans la matinée, un premier orage a provoqué une crue moyenne sur toutes les stations de Draix. Après une accalmie de quelques heures, un orage très violent a débuté vers 15h15 (heure d'été) et tous les torrents ont vu leur niveau monter très rapidement. Les stations du Moulin et du Laval ont été submergées et celles de la Roubine et du Brusquet ont atteint leur niveau maximum. Un observateur, Patrick Coulmeau, présent sur le site pour relever les flacons prélevés au cours de la crue du matin a pu observer le déroulement de l'événement.

L'orage a débuté tout de suite avec une très forte intensité. Au bout d'un quart d'heure, et pendant près d'une demi-heure, les grêlons ont succédé à la pluie. Le niveau de l'eau monta très rapidement et le barrage du Laval fut submergé en quelques secondes, les pistes latérales inondées, la cabane de la station envahie, le seuil rectangulaire de la station aval également submergé. La cabane en bois abritant les appareils au sommet rive gauche du seuil rectangulaire du Laval aval a été déplacée. La grille de la plage de dépôt de la Roubine a été arrachée. Aux environs de Draix, tous les torrents ont subi des crues très violentes et la route d'accès au village a été coupée en de nombreux endroits.

Cette crue est la plus importante enregistrée sur l'ensemble du site depuis le début des observations, c'est-à-dire une dizaine d'années. Or, la pluie journalière du 8 septembre 1994, en moyenne sur les cinq postes 53 mm, n'est pas exceptionnelle et a été dépassée plusieurs fois depuis dix ans. Il est donc particulièrement intéressant, d'un point de vue hydrologique, d'analyser la genèse de cette crue et les raisons de sa gravité.

Les sites et la conception des mesures sont détaillés dans Cambon J.-P. et al. (1990), le traitement des données recueillies a été exposé par N. Mathys et M. Meunier (1989) et A.-L. Borgès (1993).

1. L'averse génératrice

Tous les postes de mesure du bassin versant ont enregistré au cours de la journée des pluies intenses et fortes, assez voisines, quoique plus fortes sur le secteur du Brusquet et réparties en deux épisodes distincts. Le premier épisode s'est produit le matin entre 9h et 12h30

environ pour un total moyen de 28 mm, le second de 14h à 15h30 pour un total de 26 mm. Le second épisode a été beaucoup plus dévastateur que le premier. Il a en effet connu de très fortes intensités (tableau 1). On constate sur les hyétogrammes de la figure 1 que l'orage a été généralisé sur le bassin. Le décalage maximum d'un poste à l'autre est de 7 mn. Il ne s'agit pas d'un noyau qui s'est déplacé, mais d'un événement de grande ampleur, un "abat d'eau" frappant en même temps tous les bassins. Le cœur de l'événement a duré 30 mn. En effet, entre 30 mn et 60 mn, le gain de pluie n'est que de 10 % environ. Les intensités maximales instantanées sont moins élevées sur le secteur du Brusquet, mais elles sont du même ordre de grandeur entre 5 et 30 mn sur tous les postes.

	Pluie totale	Pluie de l'après-midi	Hauteurs maximales de pluie en :				
			1 mn	5 mn	15 mn	30 mn	60 mn
LAVAL	53.1	25.6	3.4	9.1	16.9	22.2	25.3
POMPE	47.6	23.8	3.4	8.8	15.3	20.3	23.2
SEVIGNE	44.1	22.4	2.8	8.8	15.2	20.4	22.1
BLACHE	59.7	28.4	2.5	11.0	20.3	25.9	28.1
PEPINIERE	65.4	25.8	1.9	8.2	17.1	18.2	18.2

Tableau 1 - Hauteurs de pluie maximales aux postes de Draix

2. La crue résultante

2.1. Données enregistrées

Tous les appareils ont fonctionné pratiquement normalement au cours de cette crue. Les problèmes de données viennent plus du débordement des stations de mesures que de dommages au matériel. Les hauteurs maximales enregistrées sont résumées dans le tableau 2.

	Crue du matin		Crue de l'après-midi		observations
	horaire de la pointe	hauteur en cm	horaire de la pointe	hauteur en cm	
ROUBINE	10h16	39	14h30	55	
LAVAL bulle à bulle 1	10h34	122	14h40	214	débordement
LAVAL US	10h34	129	14h38	226	débordement
LAVAL bulle à bulle 2	10h34	128	14h40	235	débordement
LAVAL Aval	10h35	30	14h36	195	débordement par l'amont
MOULIN Ellan	10h28	66	14h32	> 120	débordement
BRUSQUET	10h34	26	14h53	135	

Tableau 2 - Enregistrements de la crue du matin du 8/9/94

On constate que, le matin, entre la Roubine, le Moulin et le Laval, les pointes de crue sont décalées d'une durée cohérente avec les temps de réponse des bassins. On peut également observer la bonne concordance entre les différents appareils du Laval. L'après-midi, le

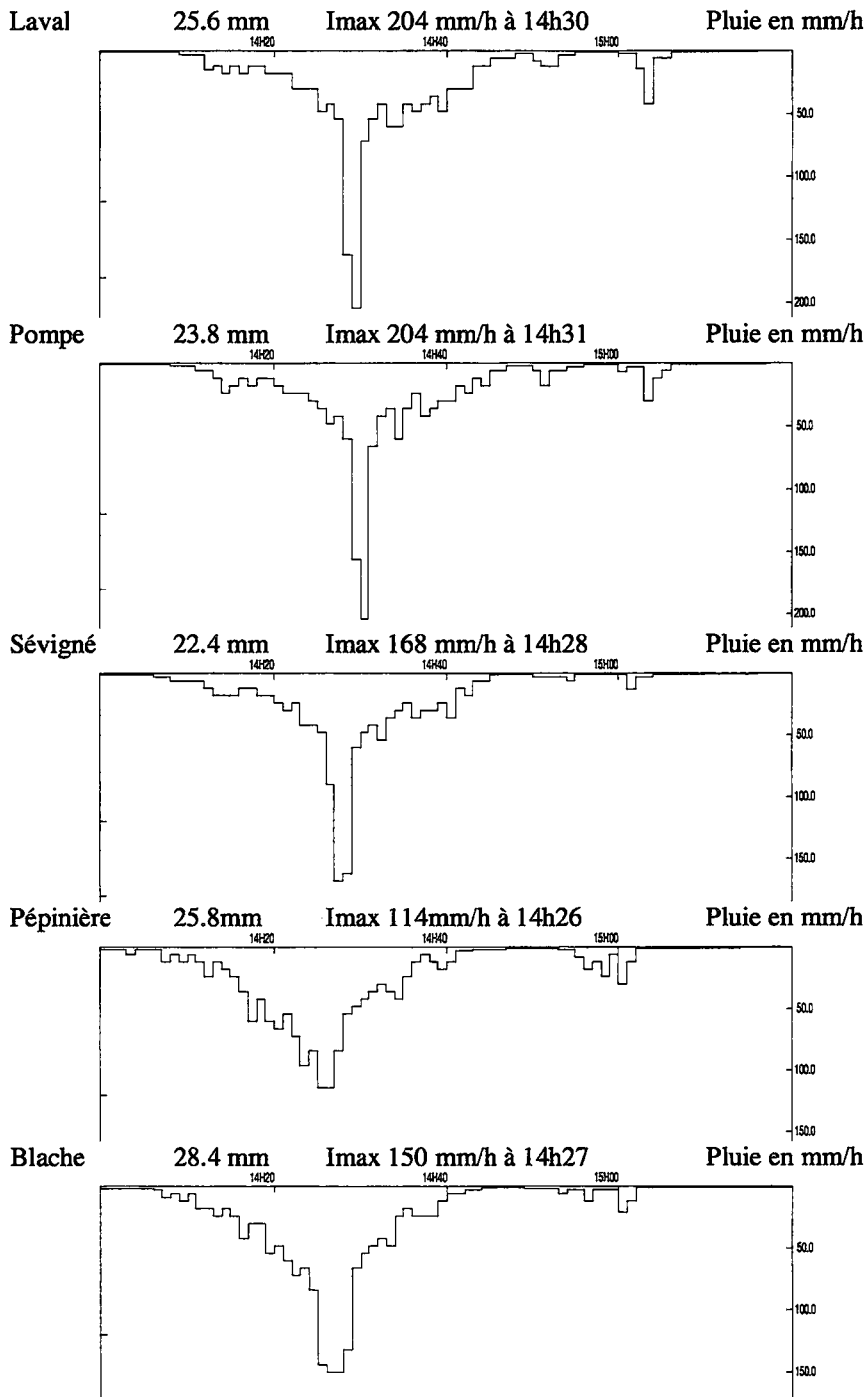


Figure 1 - Pluies enregistrées l'après-midi du 8 septembre 1994 aux cinq postes de Draix

décalage entre la Roubine et le Laval est au maximum de 10 mn, les différentes mesures du seuil auto-jaugeur (Parshall) du Laval sont assez cohérentes. A la Roubine, la cote maximale est enregistrée en même temps que la pluie maximale. Les cotes enregistrées montrent un débordement important au Laval et au Moulin, tandis que les stations de la Roubine et du Brusquet ont vu leur hauteur limite de débordement atteinte.

2.2. Critique et interprétation des données de débit

2.2.1. Roubine

Des incidents se sont produits dans la plage de dépôt avec l'ouverture de la grille du piège à sédiments. Le seuil a donc vu transiter des écoulements beaucoup plus chargés mais les mesures se sont effectuées normalement. Le flotteur a fonctionné correctement mais la pelle du déversoir triangulaire a été remplie par les sédiments provenant de la plage de dépôt. Il est impossible de savoir si ce remplissage a eu lieu avant, pendant ou après la pointe de la crue. Le fait de supprimer la pelle d'un déversoir peut entraîner un détarage qui ira dans le sens d'une augmentation de débit, la vitesse de l'écoulement étant plus importante que si la condition de lame déversante est respectée. On utilisera donc comme valeur minimale de débit celle donnée par la relation de tarage du déversoir. La hauteur maximale enregistrée est de 546 mm soit un débit de pointe de 80 l/s. Sous réserve d'admettre que la courbe hauteur-débit du seuil en V est toujours valable dans ces conditions, on peut tracer le graphique complet de l'événement (figure 2). On observe que pour la crue de l'après-midi l'hydrogramme est pratiquement le symétrique du hyétogramme et que pratiquement toute la pluie ruisselle.

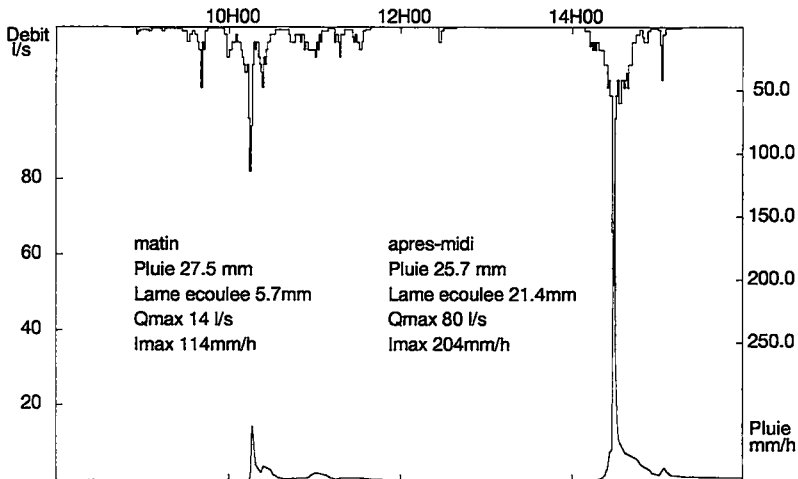


Figure 2 - Représentation des pluies et des débits à la station de la Roubine

2.2.2. Moulin

L'appareil de mesures installé sur le Parshall est un Ellan de 1.2 m de haut, l'enregistrement indique qu'il a été submergé pendant 5 mn de 14h32 à 14h37, ce qui est confirmé par les traces de débordements observées à cet endroit. De même, des traces de débordement ont

été relevées à l'entrée des canaux trapézoïdaux amont et aval. On pourra donner une estimation par défaut du débit, qui sera le début de débordement des canaux trapézoïdaux. Celle-ci a été faite à l'aide du logiciel de simulation canal9 du Cemagref. Les principales limitations de ce logiciel sont que le canal doit être rectiligne, les sections disponibles de géométrie simple et symétriques par rapport à l'axe du canal. La modélisation au Moulin est assez simple car les canaux trapézoïdaux ont une zone d'approche rectiligne de même section que le lit. Le modèle indique que le débordement commence à l'entrée du canal trapézoïdal pour un débit de $1.8 \text{ m}^3/\text{s}$ avec une hauteur de 54 cm, l'écoulement repassant entièrement dans le canal au bout d'un mètre environ. A $2 \text{ m}^3/\text{s}$ la hauteur à l'entrée du canal est de 57 cm, l'écoulement revient entièrement dans le lit 2.5 m plus loin. Ce qui correspond plus aux traces observées sur le canal trapézoïdal aval. On peut donc estimer qu'il est passé au moins $1.8 \text{ m}^3/\text{s}$ à $2 \text{ m}^3/\text{s}$ dans le lit du ruisseau.

2.2.3. Brusquet

Le flotteur a enregistré une hauteur maximum de 1.35 m alors que le canal Parshall fait 1.40 m de haut. On a cependant relevé les traces d'un léger débordement sur quelques centimètres en rive gauche qui peuvent s'expliquer par un décalage entre le niveau dans le canal et celui du puits de tranquillisation ou par des venues d'eau latérales. On pourra donc admettre que les débordements ont représenté des débits minimaux et appliquer la relation de tarage du Parshall à l'enregistrement. On obtient un débit de pointe de $2.28 \text{ m}^3/\text{s}$. Le canal est plein pour un débit de $2.4 \text{ m}^3/\text{s}$. On peut donc admettre qu'il est passé environ $2,3 \text{ m}^3/\text{s}$ au Brusquet, et en tout cas moins de $2.5 \text{ m}^3/\text{s}$. L'hydrogramme de cette crue est visible sur la figure 4.

2.2.4. Laval

C'est la station où l'estimation est la plus délicate à cause des débordements importants. Au niveau de la station, tout le débit qui a contourné le Parshall en rive gauche est revenu dans le lit, il ne manque que le débit passé sur la piste. Les observations au niveau du barrage de la plage de dépôts peuvent également être utilisées. Les hauteurs maximales enregistrées (cf. tableau 2) laissent apparaître quelques différences entre les appareils. On peut invoquer différentes causes pour ces différences :

- positions différentes des sections de mesure ;
- scrutation à la minute et fluctuations rapides des niveaux ;
- pression non hydrostatique ;
- effets de bouchage ;
- variation des concentrations en transports solides ;
- effets des remous et vagues.

Les repères de hauteurs maximums sont à environ 2.35 m en rive droite sur l'abri de la station et à 2.8 m en rive gauche sur le pied du pluviographe. Ces hauteurs correspondent à un écoulement latéral en provenance de la piste. En rive droite, une partie du débit n'est pas revenue dans le lit et s'est écoulée le long de la piste. Le flotteur de la station aval a été littéralement propulsé vers le haut et a été retrouvé bloqué pratiquement en haut de course ; le câble s'étant enroulé sur lui-même avec la partie descendant vers le contre poids. La

dernière hauteur enregistrée avant le blocage est de 1.95 m et Patrick Coulmeau, présent sur place a vu la section d'écoulement déborder. La hauteur maximale atteinte est donc d'environ deux mètres. Toute la zone a fait l'objet d'un levé topographique comprenant une série de profils en travers où ont été notés les niveaux maximums repérés sur le site juste après la crue.

La courbe de tarage de la station aval donne un débit de 21.6 m³/s pour une hauteur de 1.95 m. On a utilisé le logiciel Canal9 du Cemagref pour modéliser le tronçon en amont et en aval du seuil rectangulaire mais l'entonnement dissymétrique ne peut être représenté par le modèle et on a donc testé différents types de raccordement. Cinq modèles ont été étudiés différant soit par les caractéristiques de l'entonnement, soit par la géométrie de la section du lit en amont. On a aussi testé des valeurs différentes des coefficients de Manning-Strickler et des caractéristiques de la ligne d'eau en entrée (hauteur normale ou hauteur critique). On obtient des hauteurs de débordement voisines de celles repérées sur le site pour des débits compris entre 20 et 23 m³/s. En appliquant une formule de seuil épais à la section d'écoulement relevée sur le barrage de la plage de dépôts, on obtient un débit de 19.5 m³/s.

Ces trois estimations menées indépendamment sont concordantes et permettent d'estimer le débit de pointe de la crue du Laval à 20 m³/s. Ce résultat a rendu nécessaire la mise à jour de la courbe de tarage pour l'extrapolation dans la zone de débordement. En première approche, une formule puissance a été calée sur les deux valeurs limites du débordement du Parshall (1895 l/s pour 1.2 m) et de la valeur calculée pour cette crue (20 000 l/s pour 2.3 m). Les observations faites au cours de cette crue, validées par la présence d'un observateur ont conduit les gestionnaires du site à reconsidérer la critique des données passées. En effet, le capteur bulle à bulle du Laval avait enregistré une cote de 2.32 m au cours d'un orage le 1 juillet 1986. Une panne du capteur après la crue, un débit assez modeste mesuré à la Roubine et l'absence d'observations de terrain avaient conduit à la mise en lacune de cet épisode, une valeur de plus de 2 m semblant impossible ! On peut maintenant penser qu'un débit du même ordre de grandeur que celui de 1994 avait traversé la station.

2.3. Conclusion

Le tableau 3 résume les observations et calculs faits sur l'ensemble des stations.

Station	débit de pointe	débit spécifique	Lame écoulée	Coef. d'écoulement
ROUBINE	0.08 m ³ /s	60 m ³ /s.km ²	19.3 mm	0.75
MOULIN	1.9 m ³ /s	24 m ³ /s.km ²	12.4 mm	0.48
LAVAL	20.0 m ³ /s	23 m ³ /s.km ²	15.3 mm	0.64
BRUSQUET	2.3 m ³ /s	21 m ³ /s.km ²	6.5 mm	0.25

Tableau 3 - Récapitulation des débits de pointe du 8/9/94

Pour toutes les stations, les débits enregistrés sont les plus élevés depuis le début de la période d'observation. Or les pluies, quoique fortes, ne sont pas exceptionnelles : les 20.4 mm enregistrés au Sévigné en 30 mn ont été dépassés 5 fois au cours de la période 1984-93 et les 8.8 mm en 5 mn, 3 fois. Il est donc nécessaire d'analyser pourquoi cette pluie très forte mais non exceptionnelle a engendré une crue si importante.

3. Erosion et transport solide

3.1. Dépôt

A la Roubine, le volume déposé lors de la crue du matin a pu être mesuré entre les deux épisodes (745 l). L'après-midi, l'ouverture intempestive de la grille ne permet pas d'obtenir une valeur précise mais l'observation du comblement de la plage et de la fosse permet de proposer 5 000 l comme valeur par défaut des dépôts de la journée du 8. C'est le plus fort volume jamais observé, la seconde valeur (4 000 l) ayant été mesurée après l'orage du 8 septembre 1998, orage ayant comporté également de la grêle.

Le relevé topographique de la plage de dépôt du Laval effectué le 2 et le 13 septembre. Pour cette période, le volume apporté est de 585 m³. Mais il est difficile de répartir ce volume entre la crue du matin, celle de l'après-midi et une petite crue survenue le 13 septembre au matin (278 l/s). Une répartition déduite des modèles statistiques calés par A.-L. Borgès (1993) attribuerait environ 300 m³ sur 585 à la crue de l'après-midi. Ces valeurs restent modestes au regard de l'importance de la crue : en effet un épisode (700 m³ le 1er juillet 1986) a été plus important et au moins trois autres ont apporté des volumes supérieurs à 500 m³.

Pour la journée du 8 septembre, 35 m³ se sont déposés dans la plage du Moulin, alors que la crue du 20 juin 1994 en avait apporté 32 et celle du 29 août 1992, 34 m³.

Le cumul des volumes déposés dans les pièges à sédiments du Brusquet atteint 11.9 m³ dont l'essentiel est à attribuer à la crue du 8. Ce chiffre élevé peut être rapproché des totaux annuels des années précédentes compris entre 4 et 22 m³ et du plus fort volume précédemment mesuré pour un relevé, 6.5 m³ correspondant à deux crues consécutives de septembre 1992. On a cependant noté un volume encore plus élevé, 17.4 m³ pour les crues d'octobre et novembre 1994, dont une crue longue et forte les 5 et 6 novembre, événement pluvieux généralisé sur tout le bassin de la Durance et du Rhône. On peut penser que cette crue de novembre 1994 a transporté à l'exutoire du bassin des matériaux mobilisés lors de l'orage du 8 septembre et stockés provisoirement dans les talwegs.

3.2. Matière en suspension (MES) ou matériaux transités

Aucun prélèvement n'a été réalisé au Brusquet par suite d'un mauvais fonctionnement du préleveur. Sur les autres sites, la crue du matin a été correctement échantillonnée mais seul l'appareil du Moulin a pu effectuer des prélèvements l'après-midi.

Les concentrations mesurées l'après-midi au Moulin, de 65 à 220 g/l, sont nettement inférieures aux maximums rencontrés sur ce bassin (330 g/l). Le turbidimètre optique en cours de test à cette époque a donné des résultats cohérents quoique légèrement inférieurs (190 g/l). Pour cette station, les volumes transités atteignent 9.9 m³ le matin et 44 m³ l'après-midi.

Des modèles statistiques ont été calés sur les épisodes mesurés de la Roubine et du Laval (Borges, 1993), puis du Moulin (Contreras, 1994). Ils peuvent être utilisés pour obtenir une estimation des volumes transités. On constate, lorsque les valeurs vraies sont connues, une surestimation des volumes du 8 septembre 1994 par les modèles (tableau 4). Pour donner une estimation des volumes transités lorsque les valeurs observées sont inconnues, on appliquera donc un coefficient réducteur aux volumes calculés par les modèles.

Volumes de MES	Crue du matin		Crue de l'après-midi		
	observés	calculés	observés	calculés	retenus
ROUBINE	205 l	378 l		3 800 l	2 500 l
MOULIN	9.9 m ³	12.6 m ³	44.5 m ³	66.7 m ³	44.5 m ³
LAVAL	116 m ³	220 m ³		786 m ³	525 m ³

Tableau 4 - Volumes de matériaux transités, observés et calculés par application des modèles statistiques

3.3. Production totale de sédiments

L'érosion totale de cet événement peut être évaluée à partir des volumes ci-dessus et de valeurs moyennes de poids volumique des dépôts (1700 kg/m³) et des suspensions (2650 kg/m³).

	Erosion totale		En pourcentage	
	En tonnes	En t/ha de terrain nu	De l'érosion de 94	De la moyenne inter annuelle
Roubine	15.6	148	48	78
Moulin	204	47	27	42
Laval	2600	44	16	26
Brusquet	80	6	34	105

Tableau 5 - Erosion totale produite par la crue du 8 septembre 1994

Les valeurs très élevées constatées à la Roubine coïncident avec la violence des effets observés (ouverture brutale de la grille) pouvant suggérer l'arrivée d'une coulée de type «lave torrentielle» dans la station. La grêle pourrait avoir un rôle déterminant dans le déclenchement de ce phénomène. La valeur modeste observée au Laval laisse penser que la durée limitée de la crue n'a pas permis le transport jusqu'à la plage de la totalité des matériaux arrachés au cours de l'orage : le remplissage complet de la plage par les crues d'octobre et novembre (plus de 1 100 m³) a montré que des matériaux étaient facilement mobilisables après cet épisode. Au Brusquet, cet événement constitue une crise érosive majeure, crise dont on observera les effets tout au long de l'automne (Brochot et al., 1996).

4. Discussion

Le calage de modèles pluie-débit globaux (SCS et GR2) a été réalisé à l'aide du logiciel ETC (Erosion des torrents en Crue, Brochot et Meunier, 1996) sur un grand nombre de couples averses – crues observés sur les bassins du Laval et du Brusquet (Brochot et al. 1995). Pour le modèle GR2 par exemple, ces travaux ont conduit à proposer des valeurs des paramètres A et B constantes d'un épisode à l'autre, le seul paramètre variable, Tr, taux de remplissage du réservoir A, étant déterminé de manière simple à partir des conditions antérieures à l'épisode (durée de la période sèche Ts). L'application de cette méthode à l'événement du 8 septembre 1994 (soit pour un temps sec de 5.8 jours, une valeur de Tr de 0.12 au Laval et 0.16 au Brusquet), donne de bons résultats pour le Laval ainsi que le montre la figure 3.

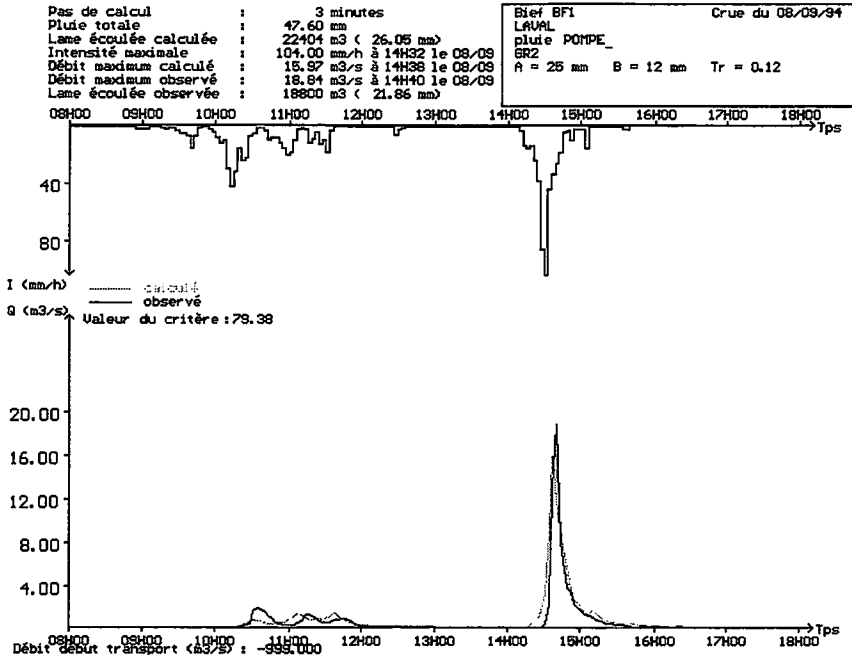


Figure 3 - Simulation de la crue du Laval

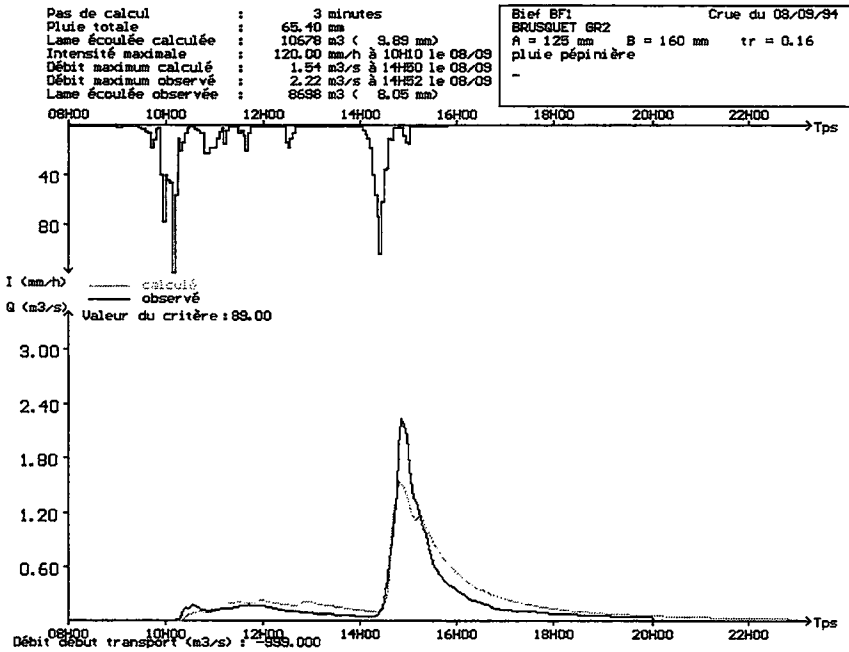


Figure 4 - Modélisation de la crue du Brusquet

Sur le Brusquet, la validation de la même méthode, soit un taux de remplissage de 0.16 sous-estime nettement le débit de pointe ($1.5 \text{ m}^3/\text{s}$ au lieu de 2.2). L'augmentation de Tr à 0.22 permettrait d'atteindre $2.2 \text{ m}^3/\text{s}$.

Si l'on ne simule que l'épisode de l'après-midi, soit un temps sec de moins de deux heures, les paramètres calculés par la méthode ($Tr = 0.4$ au Laval et 0.6 au Brusquet) sous-estiment de manière considérable les débits de pointe (6.31 et $0.026 \text{ m}^3/\text{s}$). On doit augmenter les taux de remplissage à 0.8 pour le Laval et 0.58 pour le Brusquet pour obtenir une bonne reproduction des crues, valeurs deux fois supérieures aux maximums des périodes de calibration et validation du modèle. Ceci met en évidence l'importance de la préparation des bassins par l'épisode du matin dans la génération des forts débits de l'après-midi.

La modélisation permet également de mettre en évidence l'importance de la forme de l'averse de l'après-midi. En effet, si on simule sur la même durée une averse d'intensité constante (23 mm/h de 14 à 15 h), le débit de pointe calculé n'est plus que de $5.3 \text{ m}^3/\text{s}$. Une structure d'averse voisine de l'averse observée mais avec un maximum d'intensité avancé d'un quart d'heure réduirait le débit à $12,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (au lieu de 16 simulés précédemment). Le maximum retardé de 20 mn produirait un débit voisin ($16.5 \text{ m}^3/\text{s}$).

Conclusion

L'analyse détaillée de l'épisode du 8 septembre 1994, enrichie de nombreuses observations de terrain, met en évidence la possibilité d'observer des crues considérables sur des bassins de surface modeste, de l'ordre du km^2 : plus de $20 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un bassin très dégradé, mais aussi plus de $2 \text{ m}^3/\text{s}$ pour un bassin couvert de forêt à plus de 80% . Même si on ne prend en compte, pour les bassins sur marnes noires dénudées, que le seul débit liquide, les pointes de crues du Laval et du Moulin avoisinent $20 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$. La préparation des bassins par l'orage du matin semble avoir été prépondérante dans cet événement ; même sur un bassin comme le Laval, réputé très imperméable et soumis principalement au ruissellement direct, la constitution de stocks d'eau dans le sol à l'issue de la première averse joue un rôle dans l'initiation du ruissellement de la seconde. Ceci incite à poursuivre les investigations concernant la séparation des écoulements et le rôle des circulations souterraines dans la formation des crues. De manière plus générale, une étude plus approfondie des fortes crues à toutes les échelles disponibles sur ce BVRE devra être conduite. Enfin, l'effet de la grêle, phénomène difficile à identifier en dehors d'une présence sur le site, semble capital puisque les plus forts événements, tant en débit liquide qu'en charge solide, semblent liés à son occurrence.

Bibliographie

Borges A.-L., 1993, Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. *Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble*, spécialité mécanique, soutenue le 19 février 1993. 205 pages + biblio. + figures + annexes.

Brochot S. (rédacteur) et al., 1995, Desertification in mediterranean area. DM2E project : final report. *Cemagref Grenoble*. 48 p. + annexes.

Brochot S., Mathys N., Meunier M., 1996, Contribution des Terres Noires aux charges sédimentaires transportées dans le Rhône lors de la crue de novembre 1994. *Programme GIP Hydrosystèmes Zone atelier du bassin du Rhône*, volet Importance du sous-bassin durancien dans la constitution des débits solides du Rhône à l'aval d'Arles. 17 p.

Brochot S., Meunier M., 1996, Un modèle d'érosion des torrents en crue (ETC). *Cemagref Editions ; Ingénieries - EAT*, n°6, juin 1996, p. 9 à 18.

Cambon J.-P., Mathys N., Meunier M., Olivier J.-E., 1990, Mesure des débits solides et liquides sur des bassins versants expérimentaux de montagne. *IAHS publ. n°193*, pp. 231-238.

Contreras G., Analyse et interprétation des mesures de pluie, de débit, d'érosion sur le bassin versant du moulin, BVRE de Draix, Alpes du sud. *Mémoire de fin d'études*. 48 p.

Utilisation de modèles pluie-débit simples pour analyser l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie des bassins versants

Comment régionaliser les connaissances acquises sur les bassins versants expérimentaux ?

Using simple rainfall-runoff models to analyse the impact of land use changes on watershed hydrology

V. ANDRÉASSIAN

Cemagref, Division Hydrologie, Parc de Tourvoie, BP 44, 92185 Antony cedex

Tél : 01.40.96.62.58 ; Fax 01.40.96.61.99 ; E-mail : vazken.andreassian@cemagref.fr

Résumé

Les Bassins Versants de Recherche et d'Expérimentation (BVRE) sont des outils exceptionnels pour étudier en détail la nature de la relation pluie-débit, ainsi que l'impact de différents types de couvert végétal sur l'hydrologie. On reproche cependant aux BVRE :

- a/ leur faible nombre : le réseau des BVRE est en effet très limité en extension, ce qui rend problématique la généralisation et la régionalisation de ses résultats ;
- b/ leur coût élevé : le coût élevé d'acquisition de nouvelles données est la raison principale de la faible quantité de BVRE existant en France. La politique budgétaire actuelle de la recherche mène certains à penser qu'il est peut-être possible d'utiliser des données préexistantes ;
- c/ leur taille limitée : les BVRE sont presque tous de petite taille, ce qui est également un facteur de complication pour la régionalisation des résultats obtenus ;
- d/ leur faible ancienneté : les chroniques pluie-débit des BVRE se révèlent souvent trop limitées pour l'étude de processus lents tels que l'évolution d'un couvert forestier ;
- e/ la difficulté d'aboutir à de véritables expérimentations dans le domaine de la couverture végétale : l'absence (en général) de maîtrise foncière fait que le

caractère « expérimental » des BVRE est très relatif, et que les scientifiques n'ont pas accès à des expérimentations lourdes de manipulation du couvert végétal.

Il est donc indispensable de fonder les études d'impact hydrologique de l'évolution du couvert végétal sur l'analyse d'un grand nombre de bassins versants, disposant de chroniques de pluie et de débit suffisamment longues. On propose donc de croiser les données de banques de données hydrométriques, pluviométriques et d'inventaire forestier, pour constituer un échantillon suffisant qui permette de compléter les apports des BVRE.

Abstract

Experimental watersheds are very useful tools to study in detail rainfall-runoff transformation, as well as the impact of different types of land use on hydrology. Experimental watersheds have however some drawbacks :

a/ their small number : the experimental watershed network is limited, making it difficult to generalize and regionalize results ;

b/ their high cost : data acquired on experimental watersheds are very expensive. This is the main reason why it is not possible to create many more experimental watersheds ;

c/ their small size : all experimental watersheds are small, another complicating factor for regionalization of results ;

d/ their short period of record : this make it difficult to study the impact of slow processes, such as forest evolution processes ;

e/ the difficulty to proceed to real experimentations in the domain of vegetative cover, when land is mostly private and no real experimentation is possible.

Therefore, to study the impact of land use changes on hydrology, we should rather base our analyses on a large number of experimental watersheds, where long enough rainfall and runoff records are available. We may use the information available in national discharge, rainfall and forest inventory data bases, to generate a large enough watershed sample, the analyze of which will complement the results acquired on experimental watersheds.

Introduction

Les Bassins Versants de Recherche et d'Expérimentation (BVRE) sont aujourd'hui en question : outils exceptionnels d'études hydrologiques détaillées, ils ne permettent pas souvent, en raison de leur faible nombre et de leur faible représentativité, de régionaliser les résultats qui y sont acquis. Il faudrait les multiplier, ce qui est impossible, dans un contexte économique où les équipes de recherche n'arrivent déjà plus à maintenir l'existant.

Après une présentation des principaux écueils méthodologiques existant pour l'étude de l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie à partir d'un faible nombre de

bassins versants, nous nous attacherons dans cette communication à démontrer qu'il est indispensable de fonder ces études sur l'analyse d'un grand nombre de bassins versants, disposant de chroniques de pluie et de débit suffisamment longues.

Le problème de l'existence, de l'accessibilité et de la qualité des données sera abordé. Nous présenterons ensuite l'approche adoptée dans le cadre d'une recherche en cours à la division hydrologie du Cemagref d'Antony, pour laquelle nous discuterons des caractéristiques requises pour les modèles d'analyse.

1. Grandeur et limites des BVRE

Les Bassins Versants de Recherche et d'Expérimentation (BVRE) sont des laboratoires de terrain indispensables à la compréhension des processus hydrologiques. Ils sont adaptés à l'analyse de l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie. A ce titre, on peut noter que le premier bassin versant expérimental, mis en place en 1911 dans les montagnes du Colorado (Bates et Henry, 1928) fut consacré à l'étude de l'impact du déboisement sur l'écoulement. Les compilations successives des résultats obtenus sur des bassins expérimentaux (AISH-Unesco, 1970; Unesco 1982).montrent clairement que l'évolution du couvert végétal a été et reste un élément central de leurs objectifs scientifiques. Plusieurs compilations leur ont été spécifiquement consacrées (Hibbert, 1967 ; Bosch et Hewlett, 1982).

Mais si les BVRE ont démontré leur intérêt pour le développement d'une connaissance fine de l'hydrologie, ils peuvent être critiqués pour deux raisons :

- leur taille toujours très limitée (pour des raisons de coût), qui ne permet pas d'apprécier l'importance de l'échelle du bassin dans la détermination des processus hydrologiques réellement importants. Les comparaisons et expérimentations de bassins versants sont le plus souvent effectuées à petite échelle (quelques km²), mais les résultats qui intéressent les gestionnaires concernent plutôt de grandes unités, de plusieurs centaines de km² au moins ;
- leur relative homogénéité (pour des raisons scientifiques), qui ne permet pas d'étendre simplement les résultats acquis à l'environnement hautement hétérogène des bassins "réels". La régionalisation de leurs résultats reste, plus que jamais, une question essentielle.

La nécessité d'opérer une régionalisation et un transfert d'échelle sont donc deux obstacles majeurs pour l'utilisation des résultats et des données des BVRE, notamment lorsque l'on aborde l'étude des changements hydrologiques.

Une solution (partielle) pourrait consister à multiplier le nombre de bassins versants, afin d'avoir un échantillonnage plus complet des comportements hydrologiques. Cette solution a été adoptée aux Etats Unis dans les années 50 et 60, où des bassins versants expérimentaux ont fleuri en grand nombre dans chaque grand type de végétation. Ainsi, dans le seul Etat d'Arizona, les études visant à évaluer les possibilités d'augmenter le rendement en eau des

bassins versants ont mené à la mise en place de sept groupes de bassins expérimentaux : 4 dans la zone du *chaparral*, 3 dans la zone du *pinyon-juniper* (Hibbert, Davis et Scholl, 1974 ; Bosch et Hewlett, 1982).

Cette solution est-elle applicable en France ? On peut en douter au vu de l'hétérogénéité des sols et des types de végétation encore plus importante, et d'une situation budgétaire plutôt propice à la réduction du nombre de sites.

Avant d'exposer une solution acceptable pour la France, nous nous pencherons dans la section suivante sur les dangers d'une extrapolation "aveugle" de données issues de BVRE.

2. Problèmes et artefacts liés à l'utilisation des données d'un faible nombre de Bassins Versants : variabilité spatiale et temporelle des comportements hydrologiques

2.1. La variabilité climatique est une source naturelle de variabilité du comportement hydrologique

L'étude des tendances et des non-stationnarités dans le régime hydrologique des cours d'eau est un problème extrêmement complexe. En effet, une tendance ne peut être détectée que sur une période relativement longue, qui englobe des oscillations climatiques naturelles. La technique la plus objective, que nous détaillerons par la suite, consiste à analyser directement le régime des écoulements, avant et après que le bassin n'ait été modifié par les activités humaines. Malheureusement, les variations climatiques introduisent un bruit très important qui empêche souvent d'apercevoir un éventuel changement intrinsèque du bassin versant.

Lorsque l'on travaille à l'échelle annuelle et que l'on cherche à s'abstraire des variations climatiques, on étudie souvent le rapport entre écoulements et pluies qui les ont occasionnées. En fait cela revient à étudier les variations du paramètre C d'un modèle qui s'écrirait :

$$Q = C P \qquad \text{où :}$$

C est le coefficient d'écoulement supposé évoluer après la modification intervenue sur le bassin étudié ;

Q représente le débit annuel ;

P représente la pluviométrie annuelle.

Un tel modèle est très rudimentaire et son paramètre unique est fortement dépendant des conditions climatiques. Un exemple représentatif est donné par le débit de la rivière Langouyrou à Langogne (Lozère, fig. 1) :

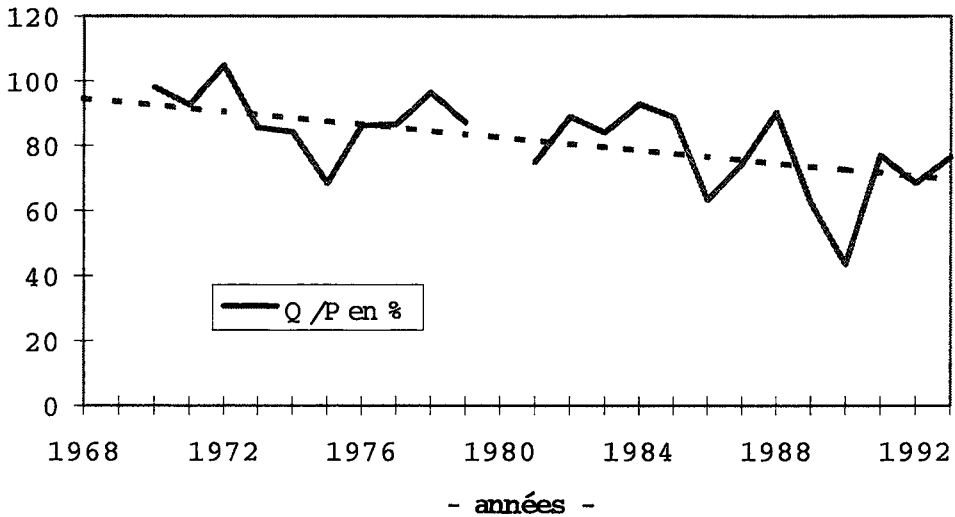


Figure 1 - Tendence observée pour le débit annuel sur le bassin versant du Langouyrou à Langogne

En examinant la figure 1 de façon isolée, on peut être tenté de calculer une droite de régression de pente négative. Une étude statistique peut même indiquer que la pente de cette droite est significative à plus de 99.9 %, ce qui montre que la tendance observée n'est pas un artefact. Peut-on d'autant en conclure à la manifestation d'une influence anthropique sur le régime hydrologique ? Avant de porter un jugement, observons la figure 2 :

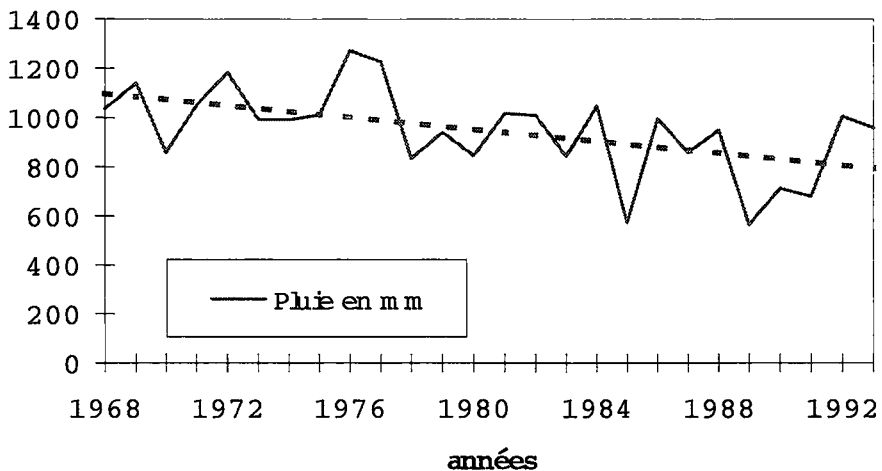


Figure 2 - Tendence observée pour la pluviométrie annuelle sur le bassin versant du Langouyrou à Langogne

La figure 2 montre une tendance comparable à la précédente pour la pluviométrie du bassin, et une étude statistique comparable prouve que la pente de la régression linéaire est elle aussi hautement significative.

Que peut-on donc en conclure ? Uniquement qu'il serait hâtif de porter un jugement sur la seule base des débits annuels, la décroissance apparente des coefficients d'écoulement pouvant être expliquée par une tendance analogue de la pluviométrie. En ce qui concerne l'influence de l'évolution du couvert végétal sur les tendances observées, des recherches plus approfondies sont nécessaires.

2.2. La variabilité spatiale des comportements hydrologiques peut être très grande, même au sein d'une région apparemment homogène

En raison des fluctuations climatiques imprévisibles, les hydrologues doivent se préoccuper d'identifier des références stables (appelées *bassins témoins* ou *bassins de contrôle*) auxquelles pourront être comparés les bassins étudiés. La difficulté est alors de trouver des bassins suffisamment comparables entre eux : en effet, la variabilité des comportements hydrologiques est souvent bien plus importante qu'on ne le soupçonne au sein d'une région.

Les exemples de bassins apparemment semblables en tous points et différents par leurs crues sont nombreux. Ils posent des problèmes importants dans la mise au point de formules "régionales" de calcul des crues de période de retour donnée. Ainsi, parmi les sous-bassins du Réal Collobrier, suivis par le Cemagref dans le massif des Maures, les bassins du Rimbaud et de Vaubarnier sont caractérisés par un même couvert végétal, une superficie très proche, et se trouvent à moins de 1 km l'un de l'autre. Le tableau 1 montre cependant qu'ils n'ont pas du tout le même comportement en crue.

Bassin Versant	Superficie (km ²)	Végétation	Crue décennale en m ³ s ⁻¹	
			valeur journalière	valeur instant.
Rimbaud	1.4	maquis	1.5	6.8
Vaubarnier	1.5	maquis	0.9	1.6

Tableau 1 - Crues décennales estimées pour deux sous-bassins du Réal Collobrier

Le tableau 1 montre bien que pour ces deux bassins voisins, un calcul de la crue décennale sur la base de plus de 20 ans de données donne des résultats très supérieurs pour le bassin du Rimbaud : 67 % de plus que Vaubarnier pour le débit journalier et 325 % pour le débit instantané.

2.3. Le régime des crues est une composante particulière du régime hydrologique

L'interprétation des résultats issus de BVRE peut être rendue plus compliquée lorsque l'on est amené, à la demande du public, à traiter spécifiquement des crues. Le régime des crues est en effet une composante bien particulière du régime hydrologique d'un bassin. En plus des problèmes hydrologiques "classiques" qui viennent d'être évoqués, les crues apportent une difficulté supplémentaire, d'ordre statistique. Essayons donc d'expliquer ce que l'on appelle période de retour d'une crue.

La notion de *période de retour* traduit le fait que les crues d'une rivière sont d'autant moins fréquentes qu'elles sont importantes. En utilisant un vocabulaire statistique, on dira que la période de retour représente la fréquence de dépassement d'un certain débit. Il est clair que pour estimer valablement le niveau d'une crue de période de retour N, il est nécessaire de disposer de données de débit pendant un certain nombre d'années. Plus "l'échantillon" sera grand, plus l'estimation de la crue sera valable. Le problème est que l'on dispose très rarement d'un nombre d'années suffisant pour estimer sans contestation possible une crue rare (N= 10, 50, 100 ans...) de telle façon qu'une estimation est toujours sujette à révision, et que l'estimation est très dépendante de l'échantillon disponible.

De plus, pour une période de retour donnée, on définit couramment deux valeurs de débit : un débit journalier (débit moyen de crue sur 24 heures) et un débit instantané (pointe de la crue). L'estimation de ces deux valeurs dépend de l'échantillon disponible. Même sans changement sur le bassin versant, les estimations calculées par les méthodes classiques dépendent de la "série climatique". Cet effet est très net dans les zones semi-arides, mais même sous nos climats, l'évaluation du débit instantané est difficile. On a présenté dans le tableau 2 le débit décennal instantané pour un petit bassin versant de Brie : le bassin de Mélarchez (BVRE de l'Orgeval).

Période utilisée dans l'estimation	Débit instantané estimé pour la crue décennale ($m^3 s^{-1}$)
1974-1983	2.1
1980-1989	3.2
Période disponible complète : 1962-1990	3.1

Tableau 2 - Crues décennales instantanées estimées sur différentes périodes pour le bassin versant de Mélarchez (Seine et Marne)

La différence entre les deux estimations est proche de 50 %. Cela n'est pas exceptionnel, même sous climat tempéré.

2.4. Comment utiliser les résultats des bassins expérimentaux pour analyser l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie des bassins versants ?

Les dispositifs expérimentaux mis en place, fondés sur le principe des *bassins versants appariés*, ont permis de mettre clairement en évidence les deux tendances suivantes (Hibbert, 1967 ; Bosch et Hewlett, 1982) :

- 1) le boisement des bassins versants entraîne le plus souvent une réduction du rendement en eau ;
- 2) le déboisement des bassins versants entraîne le plus souvent une augmentation du rendement en eau.

Malheureusement, Hibbert (1967) ajoute à ces conclusions un troisième point : "*la réponse au traitement est très variable et, pour sa plus grande part, imprévisible*". En d'autres termes, les incertitudes concernant l'ampleur des phénomènes sont toujours importantes et difficilement prévisibles. Comment donc peut-on généraliser des résultats obtenus sur un très petit nombre de bassins versants ?

3. Utilisation des banques de données nationales pour constituer des échantillons d'étude suffisants

Comme nous l'avons vu précédemment, il existe de nombreux obstacles pour évaluer l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie des bassins versants à partir des seuls BVRE. On peut citer notamment :

- le nombre de bassins versants disponibles : un faible nombre ne permet pas d'exploitation statistique des résultats ni de généralisation ;
- la diversité et la répartition des bassins versants disponibles : plus les bassins versants sont divers et représentatifs d'une région, plus la régionalisation sera facile à effectuer ;
- la taille des bassins versants disponibles : il est souhaitable que les bassins versants ne soient pas réduits aux plus petites tailles (quelques ha ou quelques km²), et que l'on puisse se rapprocher dans la mesure du possible de bassins "réels", de la taille qui intéresse les gestionnaires ;
- la longueur des chroniques disponibles : le temps est primordial pour évaluer l'impact de l'évolution du couvert végétal sur l'hydrologie, à la fois en raison de la lenteur de l'évolution de la végétation, et en raison du caractère aléatoire de la réalisation des scénarios climatiques : il faut souvent attendre longtemps pour obtenir une série possédant un échantillon complet des conditions climatiques.

Il semble clair que, pour fonder l'étude de l'impact hydrologique de l'évolution du couvert végétal sur un échantillon possédant les caractéristiques énoncées ci-dessus, il est nécessaire de sortir de la famille des BVRE. L'approche qui a été retenue pour une étude qui démarre cette année à la Division Hydrologie du Cemagref d'Antony consiste à constituer un

échantillon d'étude en croisant des données issues principalement de trois banques de données :

- la banque HYDRO, gérée par la Direction de l'Eau du Ministère de l'Environnement, pour les séries de débits ;
- la banque PLUVIO, gérée par Météo France, pour les séries de pluie ;
- les banques de données dendrométriques et de photographies aériennes de l'Inventaire Forestier National (IFN), pour évaluer l'évolution du couvert végétal.

Le résultat est un échantillon de 65 bassins versants couvrant l'ensemble du Massif Central, et des longueurs de chroniques s'échelonnant entre 20 et 40 ans. Cet échantillon devrait permettre d'aborder d'une façon plus systématique l'impact hydrologique de l'évolution du couvert forestier.

4. Modèles compatibles avec ces études

Les modèles pluie-débit sont des outils qui nous aident à comprendre le comportement hydrologique des bassins versants. Issus d'une conceptualisation simplifiée de processus naturels forcément très complexes, ils présentent tous de nombreux défauts. Le choix d'un modèle résulte donc forcément d'un compromis et doit être basé sur les connaissances de l'utilisateur, les ressources informatiques et les données disponibles.

Trois grandes familles de modèles sont utilisables : les modèles empiriques et linéaires, les modèles conceptuels, les modèles fondés physiquement :

- les modèles *linéaires* sont des modèles de type régression qui peuvent, malgré leur apparente simplicité, rendre de très nombreux services. Un exemple très simple est le modèle $Q = C.P$ présenté en section 2 ;
- les modèles *conceptuels* et *fondés physiquement* ont tous pour base une représentation simplifiée de la réalité des processus hydrologiques. Ils varient dans leur complexité, le nombre de leurs paramètres, et les méthodes de détermination de ces paramètres. Malgré les efforts déployés au cours des 20 dernières années pour rendre les paramètres de ces modèles directement mesurables sur le terrain, tous les modèles existant exigent encore une phase de calage. Ces modèles peuvent être globaux (le bassin versant est alors considéré comme une "boîte noire" avec un seul jeu de paramètres) ou distribués (les paramètres varient selon un découpage du bassin). Enfin, ces modèles peuvent être utilisés en continu (ils sont alors calés sur plusieurs années) ou par événement (ils sont calés sur quelques crues seulement). De très nombreux modèles de cette nature existent. On citera pour mémoire le modèle de Sacramento, IHACRES, TOPMODEL, SHE ;
- les modèles empiriques constituent une classe à part, dans laquelle on range tous les modèles non-linéaires qui ne résultent pas d'une analyse explicite des processus hydrologiques et n'ont pour objectif que de reproduire mathématiquement la forme de la transformation pluie-débit. Ce sont des modèles d'ingénieur, dont le plus célèbre est sans doute le modèle du Soil Conservation Service (SCS). Les modèles

de la famille GR sont également considérés comme empiriques, bien qu'ils soient comparables à certains modèles dits "conceptuels".

L'utilisation des modèles pour l'étude de la modification des régimes hydrologiques fait l'objet de nombreuses controverses. Deux écoles de pensée s'affrontent, la première affirmant que seul un modèle à base physique, par le détail de sa description des processus en jeu, est capable de fournir une réponse valide. La seconde, au contraire, estime que la description "physique" des premiers modèles ne peut approcher la complexité de la situation réelle, et que par contre, elle introduit des biais dans l'analyse du comportement hydrologique. Elle préfère donc les modèles conceptuels et empiriques, qui malgré leur simplicité, peuvent permettre une analyse impartiale.

Sans entrer dans le débat, nous nous contenterons de noter ici que les hydrologues habitués à travailler sur des BVRE recherchent souvent, dans les modèles qu'ils élaborent, la description fine des processus. Certains ont donc beaucoup de mal à renoncer à ces modèles pour revenir à un niveau de complexité "réaliste", compatible avec les données réellement disponibles : malgré les efforts importants consentis par les administrations concernées, les données hydrométriques recueillies par différents services sur une longue période avec des moyens limités, ne peuvent pas être du même niveau de précision que les données des BVRE. En ce qui concerne les données pluviométriques, la répartition des postes n'est souvent pas optimale, et la localisation de ces derniers peut varier au cours de la période de mesure. Enfin, l'échantillonnage des peuplements forestiers n'est souvent pas assez dense. Dans ces conditions, il semble un peu illusoire de vouloir, à partir de ces données, remonter à une décomposition fine des processus hydrologiques.

Pour analyser l'impact hydrologique de l'évolution du couvert forestier dans le Massif Central, nous avons opté pour l'utilisation de modèles comptant peu de paramètres, donc assez simples. En effet, plus le nombre de paramètres est important, plus ils sont corrélés les uns aux autres, plus le calage et l'interprétation des résultats deviennent aléatoires. Nous préférons aussi travailler avec un modèle continu et ne pas nous limiter à quelques crues, qui pourraient ne pas être représentatives du fonctionnement général du bassin versant.

Parmi les nombreux modèles utilisables, on peut citer Topmodel (Beven *et al*, 1995), IHACRES (Jakeman et Hornberger, 1993), ainsi que les modèles de la famille GR : GR4J (au pas de temps journalier), GR2M (au pas de temps mensuel) (Makhlouf et Michel, 1994 ; Nascimento, 1995) et GR1A (au pas de temps annuel). La meilleure solution consiste, à notre avis, à utiliser plusieurs modèles en parallèle.

Conclusion

Pour la recherche en hydrologie, croiser les bases de données existantes est un impératif à la fois scientifique et économique. Là où les BVRE ne permettent pas de répondre aux questions de la société, soit parce qu'ils ne possèdent pas de chronique assez longue, ou qu'ils sont trop petits et trop peu représentatifs, les données récoltées par les services de l'état, les collectivités et les gestionnaires d'ouvrages peuvent être utilisées. Dans un contexte économique difficile pour la recherche et pour le pays, l'utilisation de ces données

se justifie pleinement, et permet de rentabiliser un capital scientifique et financier accumulé depuis des dizaines d'années.

Il ne s'agit pas de renoncer aux BVRE, mais d'étendre considérablement le champ d'application des connaissances plus fondamentales acquises à leur niveau.

Bibliographie

AISH-Unesco, 1970, Colloque sur les résultats des recherches sur les bassins représentatifs et expérimentaux (Symposium de Wellington). *Publication AISH n°96*, Bruxelles. 737 p.

Bates C. G. et Henry A.J., 1928, Forest and streamflow experiment at Wagon Wheel Gap, Colorado. *Mon. Weather Rev. Suppl.*, 30: 1-79.

Beven K. J., Lamb R., Quinn P. F., Romanowicz R. et Freer J., 1995, TOPMODEL, In : V. P. Singh, ed. Computer models of watershed hydrology. *Water Resour. Publ., Highlands Ranch, Colorado*. pp. 627-668.

Bosch J. M. et J. D. Hewlett, 1982, A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. Hydrol.*, 55: 3-23.

Hibbert A. R. 1967, Forest treatment effects on water yield. In: Sopper, W. E. et H. W. Lull (Editeurs). *Forest Hydrology : Proceedings of a National Science Foundation Advanced Science Seminar. Pergamon Press, Oxford*. pp. 527-543.

Hibbert A. R., Davis E.A. et Scholl D.G., 1974, Chaparral conversion potential in Arizona. Part 1: Water yield response and effects on other resources. *USDA Forest Service research paper RM-126*. Rocky Mountain Forest and Range Experiment Station, Fort Collins. 36 p.

Jakeman A. J. et Hornberger G.M., 1993, How much complexity is warranted in a rainfall-runoff model ? *Wat. Resour. Res.*, 29: 2637-2649.

Makhlouf Z. et Michel C., 1994, A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *J. Hydrol.*, 162: 299-318.

Nascimento N., 1995, Appréciation à l'aide d'un modèle empirique des effets d'actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l'échelle d'un bassin versant. *Thèse de doctorat. CERGRENE*, 447 p.

Unesco, 1982, Application of results from representative and experimental basins. *Studies and reports in hydrology n° 32, Unesco press, Paris*. 477 p.

Apport de la télédétection à l'étude de l'impact hydrologique de la reprise végétale après un incendie de forêt. Application au bassin versant méditerranéen du Réal Collobrier (Var, France)

Contribution of remote sensing to study the hydrological impact of vegetation recovery after a forest fire. Application to Mediterranean catchments (Réal Collobrier, France)

*Pascal VINÉ**, *Christian PUECH** et *Jean-Michel GRÉSILLON***

** Laboratoire Commun de Télédétection Cemagref-ENGREF*

500 rue J.F. Breton, 34093 Montpellier Cedex 5

Tél : 04.67.54.87.54 ; Fax : 04.67.54.87.00 ; E-mail : pascal.vine@teledetection.fr

*** ENSHMG, BP 95, 38402 Saint-Martin-d'Hères*

Tél : 33.4.76.82.50.00 ; Fax : 33.4.76.82.50.01 ; E-mail : Jean-Michel.Gresillon@hmg.inpg.fr

Résumé

Le bassin versant expérimental du Réal Collobrier bénéficie d'un suivi hydrologique depuis plus de 20 ans par le Cemagref. L'incendie du mois d'août 1990 dans le Massif des Maures (Var, France), qui l'a touché en partie, a permis la mise en œuvre d'un programme de recherche visant à mieux comprendre les conséquences hydrologiques de la disparition brutale, puis de la reprise progressive de la végétation entre 1990 et 1995. Parmi les bassins touchés par l'incendie, deux ont été brûlés en très grande partie (> 75 % de leur superficie). Ce sont ces petits bassins (1.5 km²) qui sont plus particulièrement étudiés ici.

La démarche vise à interpréter les modifications hydrologiques engendrées par l'incendie sur la base de la connaissance de l'évolution des états de surface obtenue par télédétection. L'évolution des états de surface est cartographiée à l'aide d'images SPOT et de données de terrain acquises chaque année depuis l'incendie (période 1991-1996). La méthode met en œuvre une démarche originale faisant intervenir un modèle d'évolution temporelle des taux de recouvrement des strates arborée, arbustive et herbacée.

L'analyse hydrologique considère le caractère non-stationnaire des états de surface après incendie, ainsi que des bassins de référence non brûlés afin de minimiser l'impact d'éventuelles non-stationnarités climatiques.

L'étude des liens entre reprise végétale et fonctionnement hydrologique à l'échelle du bassin versant (aspects production et transfert) montre un effet rapide des incendies. Mais celui-ci se résorbe au bout de 2 à 3 ans, même si l'état végétal est loin d'être revenu à l'état initial.

Mots-clés

Hydrologie, forêt, incendie, analyse spatiale, télédétection.

Abstract

In august 1990, a wildfire destroyed the south of the Réal Collobrier research and experimental basin which has been continuously monitored since 1967. More than 75% of the surface area of two small sub-watersheds (1.5 km²) were burnt, providing an interesting study case to analyze the effect of vegetation regrowth on hydrological behavior (production and transfer). The approach is divided into three parts :

- the first part concerns vegetation regrowth mapping by remote sensing. This part is not developed here. Only results are presented ;*
- the second tackles with hydrological analysis. The method considers hydrological behavior of burnt basins after fire as dynamic, and takes into account basins not affected by fire as references ;*
- finally, the third step compares vegetation regrowth map to hydrological evolution after fire.*

The hydrological effect of fire is visible no more than 2 and 3 years, despite a vegetation different from the one before fire. This analysis gives information on the role of vegetation on runoff, and shows the interest to associate remote sensing information to hydrology.

Key-words

Hydrology, forest fire, spatial analysis, remote sensing.

1. Contexte et objectif

Les incendies représentent une des perturbations majeures auxquelles sont soumis les écosystèmes forestiers méditerranéens et, 10.000 à 60.000 ha sont ainsi détruits chaque année. Ils engendrent une modification brutale et fondamentale de l'occupation du sol : disparition de la végétation en place puis reconquête végétale. De nombreux travaux ont analysé l'impact écologique et biologique de ces feux (UFR Espaces et Sociétés, 1992), mais peu traitent de leurs conséquences hydrologiques (Lavabre et al., 1991). Face à l'acuité du problème de l'eau en zone méditerranéenne, il apparaît important de pouvoir évaluer les conséquences hydrologiques de ces incendies.

L'incendie du mois d'août 1990 dans le Massif des Maures, qui a touché en partie le bassin versant expérimental du Réal Collobrier, permet la mise en œuvre d'un programme de recherche visant à mieux comprendre cet impact. Nous montrons ici comment la cartographie des états de surface, obtenue par télédétection, contribue à l'analyse du comportement hydrologique des bassins incendiés. L'étude concerne deux bassins incendiés à plus de 75 % : le Rimbaud (1.5 km²) et le Meffrey (1.5 km²).

2. Démarche

La démarche s'organise en trois étapes :

- la première consiste à cartographier la reprise végétale après incendie à partir de données satellitales SPOT et de données de terrain. Ce volet, qui met en œuvre une méthode de traitement d'images multi-temporelle originale, n'est pas détaillé ici (Viné, 1997). Seuls les principaux résultats sont présentés ;
- la seconde cherche à détecter les éventuelles dérives ou ruptures dans les chroniques hydrologiques. L'évolution de l'hydrologie associée à l'incendie est analysée, d'une part, sous l'angle « production » aux pas de temps annuel et mensuel, d'autre part, d'un point de vue « transfert », à partir d'un coefficient de décroissance d'hydrogrammes ;
- enfin, la troisième étape confronte ces modifications hydrologiques à l'évolution des états de surface cartographiés par télédétection.

Pour être valide, l'analyse hydrologique doit considérer les points suivants :

- après incendie, l'occupation du sol est dans un état dynamique (reprise végétale), ce qui interdit une analyse hydrologique globale et impose une démarche par « tranches » de temps après feu ;
- à l'effet de l'incendie se surimpose un effet lié à la sécheresse des années hydrologiques 1988 et 1989. Afin de s'affranchir de ce dernier effet, il convient d'utiliser des bassins versants témoins, c'est-à-dire non incendiés (Leviandier & Michel, 1995). La richesse des informations disponibles sur le bassin expérimental du Réal Collobrier permet de satisfaire cette exigence essentielle.

3. Site d'étude et données

3.1. Le site d'étude

Le bassin expérimental du Réal Collobrier, d'une superficie de 80 km², est composé de 12 sous-bassins versants. Les bassins non brûlés du Valescure (S = 9.3 km²), du Vaubarnier (S = 1.5 km²) et du Boussicaut (S = 0.7 km²) sont utilisés comme bassins de référence en raison de leur position géographique ou de leur taille proche de celles du Meffrey et du Rimbaud (figure 1 et tableau 1).

Située en zone métamorphique, la végétation, de type calcifuge, appartient aux étages du chêne liège et du chêne pubescent. Les principaux peuplements sinistrés sont la suberaie, le maquis à chêne liège et le maquis à pins maritimes. Si les pins et le maquis ont été détruits, la grande majorité des chênes-lièges a résisté. Ils ont reverdi timidement au premier printemps, puis plus vigoureusement par la suite. En dehors de cette strate arborée, la

reprise végétale a été caractérisée par une diversité floristique lors des premières années liée à la reprise herbacée, à laquelle ont succédé une diversité structurale (reprise arbustive) et une diversité dans la répartition de la végétation dans l'espace.

3.2. Les données de télédétection et de terrain

La méthode repose sur l'acquisition, chaque année depuis l'incendie (période juin/juillet des années 1991 à 1996), d'une image satellitale SPOT et de données de terrain (33 placettes de terrain de 400 m²). Les mesures réalisées au printemps et en automne 1993 indiquent des taux de recouvrement comparables entre les deux périodes. Nous admettons donc que les taux de recouvrement observés au printemps correspondent aux taux de recouvrement présents au début de l'année hydrologique¹ suivante.

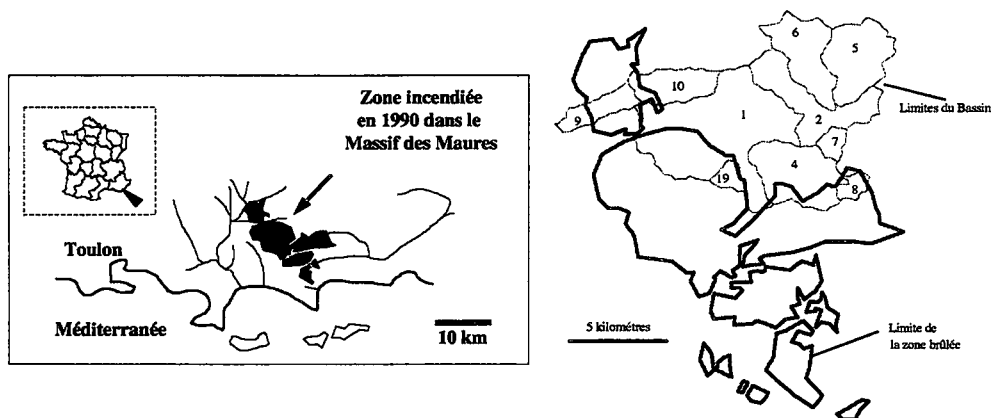


Figure 1 - Situation de la zone brûlée en août 1990 (surface totale : 8440 ha)

Code Station	Nom de la Station	Surface contrôlée(km ²)	Altitude Moyenne (m)	Date de création	Surface Incendiée (en %)
05	Valescure	9.3	466	01 / 11 / 1967	0 %
07	Vaubarnier	1.5	390	01 / 01 / 1968	0 %
08	Rimbaud	1.5	549	24 / 08 / 1967	75 %
18	Boussicaut	0.7	504	20 / 12 / 1979	0 %
19	Meffrey	1.5	273	03 / 04 / 1985	85 %

Tableau 1 - Caractéristiques du réseau de mesures (Puech et al., 1991; Folton et al., 1995)

3.3. Les données hydrologiques

Les données mises à notre disposition par le gestionnaire du bassin sont, pour le volet « production », les pluies de bassin journalières obtenues par interpolation de type spline (exprimées en mm) et les débits journaliers (exprimés en l/s). Pour le volet « transfert », nous disposons des débits instantanés, à pas de temps variable, d'épisodes de crue

¹ L'année hydrologique n est définie du mois d'août de l'année n au mois de juillet de l'année n+1

sélectionnés sur un critère de débit de pointe minimum (1000 l/s pour le Rimbaud, 500 l/s pour le Meffrey, le Vaubarnier et le Boussicaut). Nous disposons également des intensités maximales, pour des durées comprises entre 1 heure et 72 heures, des épisodes qui présentent une pluie journalière supérieure à 20 mm (période 1967 à 1994).

4. La cartographie de la reprise végétale après incendie

La reprise végétale est décrite au travers de l'évolution temporelle des taux de recouvrement des principales strates végétales (arborée, herbacée et arbustive) à l'aide d'un modèle de croissance de type monomoléculaire (Pavé, 1994). Ce modèle prend en compte les phénomènes de compétition entre strates végétales (Figure 2). Les paramètres relatifs à ce modèle permettent d'établir une typologie en cinq types de dynamique de reprise végétale, que nous relierons aux dynamiques d'évolution temporelle des radiométries.

Cette démarche originale relève de techniques spécifiquement liées à la télédétection et ne sera pas détaillée ici (Viné, 1997). Elle permet d'établir des cartographies des dynamiques de reprise végétale sur les bassins versants incendiés (Figure 3). Ces cartes constituent une information spatio-temporelle nouvelle non aisément accessible par des techniques classiques.

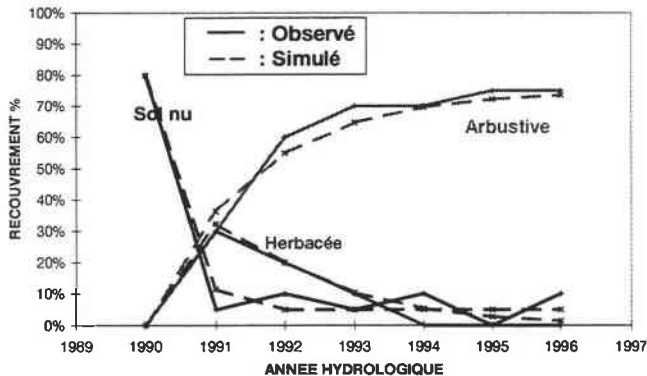


Figure 2 - Exemple d'ajustement du modèle de croissance à une placette en antécédent « chêne-liège » (Le taux d'arboré est de 20 %)

La figure 3 indique une forte reprise végétale sur le Meffrey, avec concentration à l'aval du bassin d'une zone de faible reprise liée à des travaux forestiers. Le Rimbaud présente quant à lui une dynamique de reprise plus faible. En amont de l'exutoire de ce bassin, on remarque la présence d'une zone non brûlée.

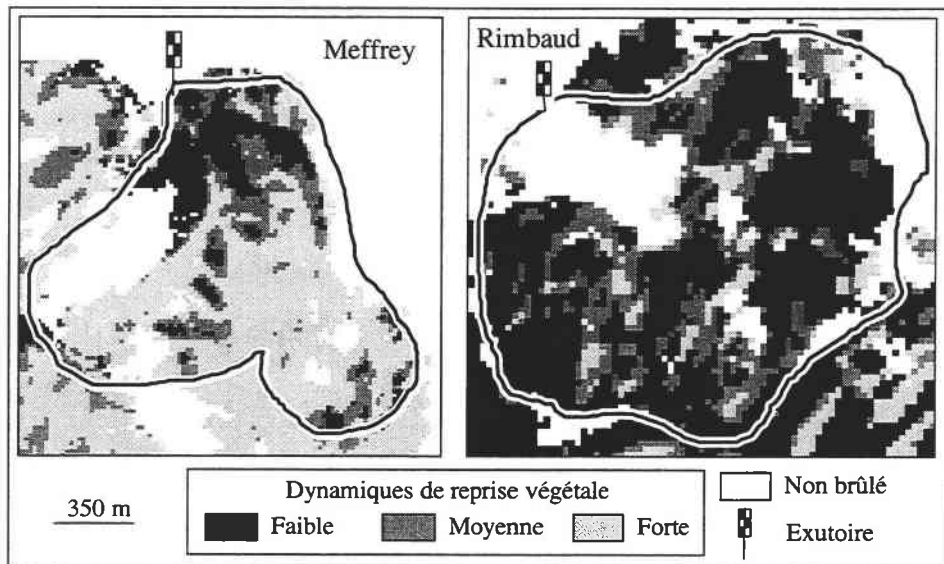


Figure 3 - Cartographie des dynamiques de reprise végétale sur les bassins du Meffrey et du Rimbaud

A partir de ces informations, une cartographie année par année des taux de recouvrement des strates végétales devient possible. Il est également aisé d'obtenir des informations statistiques moyennes sur l'évolution des taux de recouvrement à l'échelle des deux bassins versants (Tableau 2).

Strates	Bassins	Années hydrologiques						
		1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996
Arborée	Meffrey	11 %	11 %	11 %	11 %	11 %	11 %	11 %
	Rimbaud	5 %	5 %	5 %	5 %	5 %	5 %	5 %
Arbustive	Meffrey	0 %	32 %	42 %	47 %	50 %	52 %	54 %
	Rimbaud	0 %	15 %	23 %	29 %	33 %	36 %	39 %
Herbacée	Meffrey	0 %	11 %	13 %	12 %	10 %	8 %	7 %
	Rimbaud	0 %	12 %	18 %	18 %	17 %	15 %	13 %
Sol nu	Meffrey	73 %	29 %	18 %	14 %	12 %	12 %	12 %
	Rimbaud	69 %	42 %	29 %	22 %	20 %	19 %	18 %

Tableau 2 - Proportions des strates par rapport à la surface des bassins (# 1.5 km²)
Surface non brûlée : Meffrey = 26 %; Rimbaud = 16 %

5. Etude de l'évolution hydrologique sous l'angle « production »

L'analyse est conduite aux pas de temps annuel et mensuel, et prend en compte des bassins de référence non incendiés (Vaubarnier et Valescure).

Avant incendie, l'hypothèse de stationnarité du climat et du paysage est jugée acceptable². Pour chaque bassin, nous définissons alors un modèle qui représente la référence avant l'incendie du mois d'août 1990, puis nous l'utilisons sur les mois qui suivent l'incendie. Les écoulements simulés correspondent à ceux que nous aurions obtenus si l'incendie n'avait pas eu lieu. Au pas de temps annuel, les écoulements des sous-bassins du Réal Collobrier sont supposés liés aux pluies de même durée au travers d'un modèle linéaire (Lavabre et al., 1991) que nous estimons par régression simple (méthode des moindres carrés). Au pas de temps mensuel, nous utilisons le modèle global et conceptuel GR2M (Makhlouf & Michel, 1994) dont le faible nombre de paramètres (2 paramètres) devrait garantir la robustesse. Dans les deux cas, la courte période de calage du modèle ne permet pas de considérer le bassin du Meffrey (seulement cinq années). Seul le bassin incendié du Rimbaud est donc ici étudié.

Pour chaque année hydrologique, nous confrontons les écarts aux modèles pluie/débit entre le Rimbaud et un bassin de référence non brûlé (Vaubarnier ou Valescure). La figure 4 montre clairement une augmentation des écoulements sur le Rimbaud au cours des années 1990 à 1992 (après incendie), et ce quel que soit le bassin de référence.

Si ces résultats permettent de supposer que l'incendie a plutôt augmenté les écoulements sur le Rimbaud, il convient de modérer ce point de vue en raison d'une éventuelle sous-estimation de la pluviométrie, après incendie, consécutive à la modification de l'environnement du pluviographe situé sur ce bassin. Cette sous-estimation est évaluée à 100 mm/an (soit 10 % de la pluviométrie inter-annuelle) depuis l'incendie par Lavabre et al. (1997).

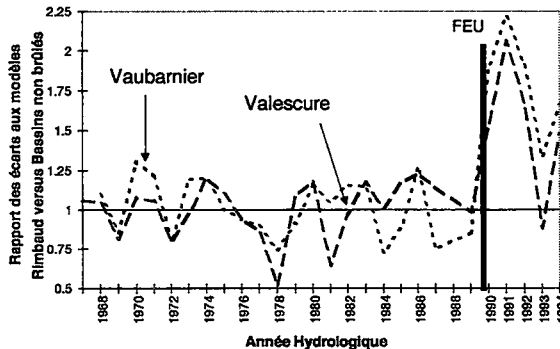
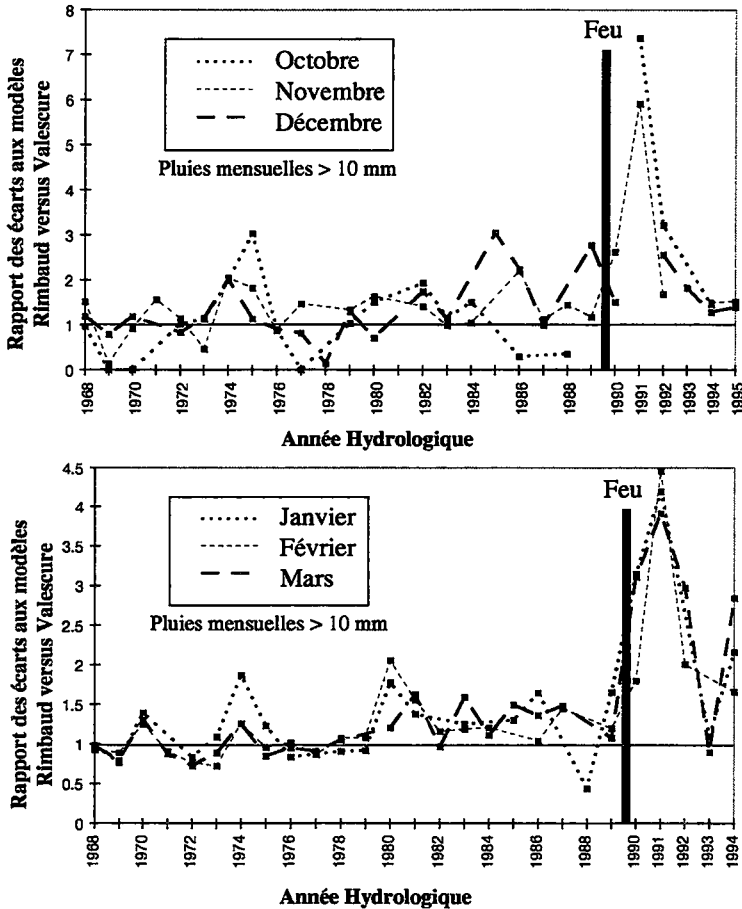


Figure 4 - Evolution temporelle du rapport entre les écarts aux modèles pluie/débit du Rimbaud et des bassins non brûlés pour le pas de temps annuel
 (rapport = $(1 - \text{Ecart}_{BV \text{ non brûlé}}) / (1 - \text{Ecart}_{\text{Rimbaud}})$)

² La stationnarité des pluies est admise ici, mais elle soulève de nombreuses questions. Ainsi, la décennie 1980-1989 est classée comme exceptionnellement sèche par rapport à la décennie 1970-1979 par Lavabre et al (1991).

Au pas de temps mensuel, la figure 5 confirme et précise les analyses au pas de temps annuel. L'impact de l'incendie apparaît clairement marqué jusqu'en mars 1992. Sa durée est ici de l'ordre de 2.5 années.



Seuls les mois présentant une pluviométrie supérieure à 10 mm figurent sur ces graphiques

Il existe des données manquantes, notamment en octobre 1990, décembre 1991 et novembre 1993.

Figure 5 - Evolution temporelle du rapport des écarts aux modèles pluie/débit entre le Rimbaud et le Valescure pour le pas de temps mensuel
 (rapport = $(1 - \text{Ecart Valescure}) / (1 - \text{Ecart Rimbaud})$)

6. Etude de l'évolution hydrologique sous l'angle « transfert »

L'étude concerne l'évolution de la fonction de transfert au travers du coefficient de récession pour les bassins du Rimbaud et du Meffrey. Grésillon & Puech (1997) ont montré que le coefficient de récession est étroitement lié au temps de montée, ce qui le rend

représentatif de la fonction de transfert. Ici encore, l'analyse est conduite en tenant compte de bassins de référence non brûlés (Vaubarnier et Boussicaut).

Nous prenons pour hypothèse que la physique de transformation de la pluie en débit peut être représentée par la succession d'une fonction de « production », responsable d'un abattement de la pluie brute, et d'une fonction de « transfert » qui assure l'étalement dans le temps des débits à l'exutoire (Concept de l'hydrogramme unitaire dû à Sherman en 1932). Comme le rappelle Grésillon (1994), le schéma d'un fonctionnement hortonien est implicite derrière cette représentation. Bien que cette représentation puisse être mise en doute sur le site du Réal Collobrier, cette schématisation s'avère porteuse d'informations puisque Schober (1996) indique que le coefficient de récession est très sensible aux modes d'alimentation des rivières. Sur le Réal Collobrier, Schober (1996) observe que la récession est d'autant plus rapide que le bassin est sec et la pluie intense. Plus précisément, elle montre que l'intensité maximale de la pluie est une des variables les plus explicatives du coefficient de récession pour les bassins qu'elle étudie. Nous nous appuyons ici sur ces résultats.

Compte tenu des données à notre disposition, nous choisissons la pluie maximale en 1 heure. Ne disposant pas d'informations permettant de caractériser l'état d'humidité du bassin au moment de la crue (telles que le débit initial de la rivière avant la pluie), nous utilisons la date de cette crue comme indicateur (plutôt sec en automne, plutôt humide en hiver et au printemps). A l'instar de Schober (1996), nous observons une relation quasi-linéaire entre les coefficients de récession en fonction de la pluie maximale en 1 heure des crues des bassins non incendiés (Vaubarnier et Boussicaut) et des crues avant incendie des bassins brûlés (Rimbaud et Meffrey). Nous comparons alors les points relatifs aux crues après feu à la tendance définie avant feu. Pour les deux bassins brûlés, nous observons une forte augmentation des valeurs des coefficients de récession et une dispersion, relativement indépendante de l'intensité de la pluie, des valeurs après feu.

Pour le bassin du Meffrey, l'augmentation est très nette et concerne les années hydrologiques 1990 à 1992 (épisodes d'automne, de printemps, voire d'été) (Figure 6).

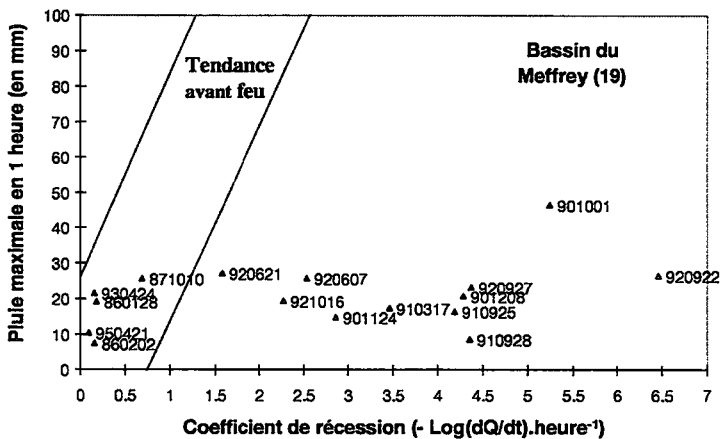


Figure 6 - Liaison entre la pluie maximale en 1 heure et le coefficient de récession Bassin du Meffrey (Chaque point est étiqueté par sa date année : mois : jour)

Pour le Rimbaud, l'augmentation du coefficient de récession est claire pour l'automne 1990, mais elle a tendance à disparaître par la suite (Figure 7). Les valeurs des coefficients de récession retournent à des valeurs proches de celles avant feu dès 1991. Pour ce bassin, les crues également décrites par Lavabre et al. (1991) - celles du 3 octobre et du 25 novembre - présentent des débits de pointe supérieurs à $4 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$, ce qui correspond à une période de retour plus grande que cent ans. Ces crues ne sont pourtant pas dues à des phénomènes pluviométriques exceptionnels. Elles ont un caractère impulsif. Les temps de réponse sont de quelques minutes et les volumes ruisselés extrêmement faibles.

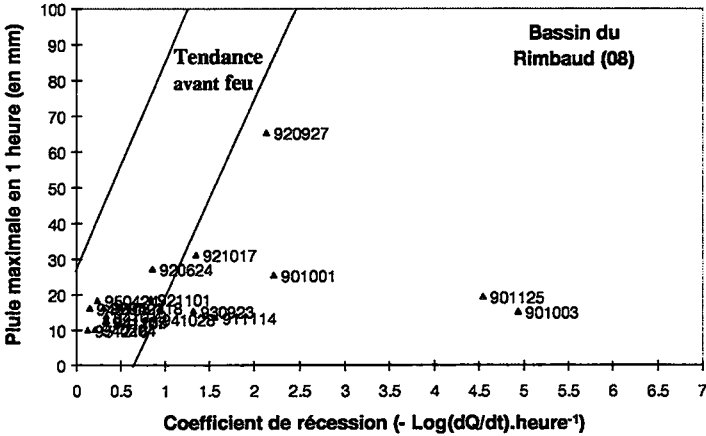


Figure 7 - Liaison entre la pluie maximale en 1 heure et le coefficient de récession Bassin du Rimbaud (Chaque point est étiqueté par sa date année:mois:jour)

Après feu, le transfert des eaux vers l'exutoire des deux bassins brûlés se trouve nettement accéléré pour des épisodes de crues dont les débits de pointe sont supérieurs à 500 l/s sur le Meffrey et 1000 l/s sur le Rimbaud (Figure 8). Ce phénomène touche essentiellement la période automnale de l'année hydrologique 1990 sur le bassin du Rimbaud, puis s'amortit. Sa durée est plus longue sur le bassin du Meffrey (1990 à 1992) et il s'avère moins lié à une saison particulière.

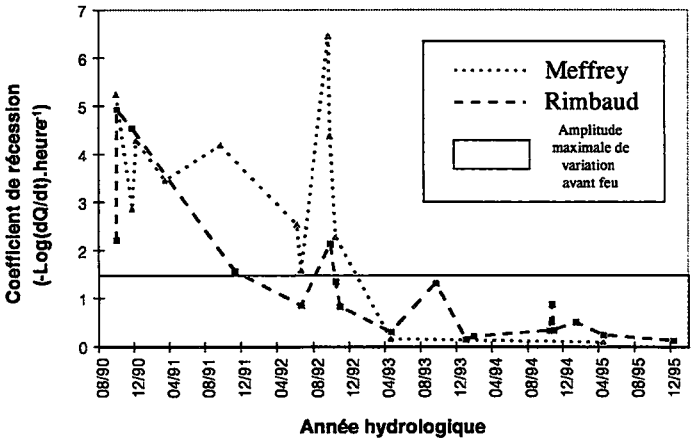


Figure 8 - Evolution après feu des valeurs des coefficients de récession pour les bassins brûlés

7. Analyse comparée de l'évolution de la végétation et des caractéristiques hydrologiques

Nous cherchons à présent à interpréter les modifications hydrologiques observées (Figures 4, 5 et 8) sur la base de la connaissance de l'évolution des états de surface obtenue par télédétection satellitale (Figure 3 et Tableau 2).

7.1. Pour l'aspect production (bassin du Rimbaud)

L'impact de l'incendie sur les écoulements annuels et mensuels persiste de l'ordre de 2.5 années sur le Rimbaud. Si l'on se reporte au Tableau 2, on constate que la durée de l'impact de l'incendie est à peu près égale à celle que met le taux de recouvrement total en végétation (et par différence en sol nu) pour se stabiliser. Le taux de recouvrement en sol nu est alors de l'ordre de 20 à 30 %. Il est intéressant de noter que ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles observées dans la littérature. On note en effet l'apparition d'un impact hydrologique lors de coupes ou d'incendies si plus de 20 à 30 % de la superficie du bassin versant est concernée (Bosh & Hewlett, 1982).

Après 2.5 années, le comportement hydrologique du Rimbaud est donc redevenu comparable à ce qu'il était avant incendie, et ce malgré un couvert végétal fort différent. Le rôle des sols nus (et de la végétation par différence) est donc clairement mis en évidence pour l'aspect production d'écoulement. Les proportions de chaque strate (arborée, arbustive et herbacée) importent peu.

7.2. Pour l'aspect transfert (bassins du Meffrey et du Rimbaud)

Pour le Rimbaud, les fortes valeurs du coefficient de récession correspondent à des événements qui se produisent juste après l'incendie. L'imperméabilisation des sols et l'absence totale de végétation expliquent cette accélération des écoulements. Les vitesses de transfert, très fortement accélérées par les sols nus, reviennent à des valeurs moins excessives dès que la strate herbacée s'est développée (1 an environ). Les vitesses continuent de se ralentir pendant le développement de la strate arbustive (Tableau 2).

Pour le Meffrey, on observe de fortes valeurs du coefficient de récession jusqu'en 1992. Ce résultat n'est pas cohérent avec l'interprétation du rôle de la végétation herbacée, puis arbustive, sur l'évolution des coefficients de récession sur le bassin du Rimbaud.

Si les événements d'octobre 1990 sont probablement générés par des conditions comparables à celles du Rimbaud (forte présence de sol nu), il n'en est plus de même pour les crues suivantes. L'explication doit probablement être recherchée dans la répartition spatiale des types de dynamique de reprise végétale, et plus particulièrement dans l'existence d'une zone de faible reprise végétale située à l'aval du bassin (Figure 2). Compte tenu du caractère fortement impulsif des crues analysées, il est probable que celles-ci aient été causées par un ruissellement majoritairement de surface sur ces seules zones encore déboisées. A partir de l'hiver 1993, 30 % de cette zone est recouverte de végétation et de tels écoulements ne sont plus visibles.

Contrairement au bassin du Rimbaud, une information statistique moyenne à l'échelle du bassin versant n'est plus suffisante pour expliquer l'évolution des coefficients de récession après incendie du bassin du Meffrey. La répartition spatiale de la reprise végétale doit être alors considérée. Malgré une analyse hydrologique globale (le bassin versant est considéré comme un tout), la télédétection ouvre ici la voie à une analyse de type distribuée.

Conclusion

Les travaux présentés dans cet article mettent en exergue deux types de résultats :

- des résultats hydrologiques obtenus par une démarche d'analyse classique : au travers d'une analyse hydrologique à l'échelle du bassin versant, nous avons montré que l'incendie provoque des effets considérables. Les volumes écoulés sont augmentés et les écoulements accélérés. Ces effets présentent des durées qui peuvent être variables suivant les bassins. L'impact de l'incendie prend de multiples formes et il apparaît par conséquent délicat de conclure sur son influence à partir d'un seul bassin.
- des résultats nouveaux et complémentaires permis par la télédétection : grâce à une segmentation originale de l'espace, la télédétection aide à préciser le rôle hydrologique (production et transfert) de la végétation. Elle n'apparaît donc plus comme une simple source de données spatialisées destinées à alimenter des modèles hydrologiques. Elle devient un véritable outil d'investigation et favorise l'émergence de nouvelles démarches d'analyse hydrologique, notamment distribuées.

Remerciements

Nous remercions J. Lavabre et N. Folton du Cemagref d'Aix-en-Provence qui assurent la gestion du bassin versant expérimental et représentatif du Réal Collobrier.

Bibliographie

Bosch J.M., Hewlett J.D., 1982, A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *J. of Hydrology*, 55, pp 3-23.

Folton N., Lavabre J., 1995, BVRE du Réal Collobrier : Impact de l'incendie de Forêt. *Recueil de communications, Publication Cemagref*, 100 p.

Grésillon J.M., 1994, Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants, approches numériques et expérimentales à différentes échelles. *Document HDR, LTHE, Université Joseph Fourier Grenoble*, 156 p.

Grésillon J.M., Puech C., 1997, Estimation des débits des crues sur les petits bassins versants en zones sahéliennes et tropicales. *IAHS Publication N°238 « L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement »*, pp 395-412.

Lavabre J., Folton N., Wolff M., 1997, BVRE du Réal Collobrier. Note sur la pluviométrie du poste du Rimbaud. Discontinuité de la chronique après 1990. *Cemagref Aix-en-Provence*.

Lavabre J., Sempere-Torres D., Cernesson F., 1991, Etude du comportement hydrologique d'un petit bassin versant méditerranéen après la destruction de l'écosystème forestier par un incendie : premières analyses. *hydrol. Continent.*, Vol 6 : 121-132.

Leviandier T., Michel C., 1995, Méthodes de détection de changement du régime hydrologique. *Document interne Cemagref*, 4 p.

Makhlouf Z., Michel C., 1994, A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology* 162, p 299-318.

Pavé A., 1994, Modélisation en biologie et en écologie. *Aléas Editeur, Lyon*, 560p

Puech C, Lavabre J, Martin C, 1991, Les feux de forêts de l'été 1990 dans le massif des Maures. *Sécheresse*, Vol 2, N°3 pp 171-181.

Schober A., 1996, Analyse de la variabilité des paramètres caractéristiques de l'hydrologie d'un bassin versant et modélisation des crues en présence de données hydrologiques succinctes. *Thèse de l'Université J. Fourier - Grenoble I*, 220 p + annexes.

UFR Espaces et Sociétés, 1992, Le feu : avant – après. *Revue d'analyse spatiale quantitative et appliquée*, n°31, Université de Nice, 186 p.

Viné P., 1997, Identification de l'hétérogénéité spatio-temporelle des comportements hydrologiques. Apports de la télédétection satellitale. *Thèse de l'INPG*, 284 p.

Mesure de l'érosion sur ravines élémentaires et essais de végétalisation.

Bassin versant expérimental de Draix

Erosion mesure on experimental gullies and vegetation trials

CROSAZ Y. *, DINGER F. **

* SNCF - Direction de l'ingénierie -
Division environnement

122, rue des Poissonniers, 75876 Paris cedex 18

Tél : 01.55.31.19.06 - Fax : 01.55.31.14.43

** Cemagref, Groupement de Grenoble, 2 rue de la Papeterie, B.P. 76

38402 Saint Martin d'Hères cedex

Tél : 04.76.76.27.63 - Fax : 04.76.51.38.03 - E-mail : françoise.dinger@cemagref.fr

Résumé

Sur le site expérimental de Draix (Alpes de Haute Provence), des recherches ont été engagées sur la végétalisation par semis d'herbacées. Les espèces intéressant la végétalisation des marnes noires ont été identifiées, étudiées du point de vue de leur germination, de leur croissance racinaire et aérienne et de leur aptitude à coloniser les sols sensibles à l'érosion.

Deux ravines élémentaires ont été instrumentées de manière à pouvoir recueillir et mesurer les matériaux d'érosion. L'utilisation d'un modèle de régression linéaire a permis de mettre en évidence la réduction importante des volumes de matériaux déposés dans les pièges suite à des travaux de protection partielle de ces ravines par pose de toile de jute avant végétalisation : après un an, la protection de 38 % et 45 % des surfaces a entraîné la réduction de 45 % et 65 % des matériaux déposés.

Abstract

Whithin the experimental site of Draix (Alpes de Haute Provence), studies were undertaken on vegetation by herbaceous seeding. The species adapted to black marls were identified and the condition of their germination, their root growth and aerial development were studied. Their ability to colonize erosion soil were also studied.

Two experimental gullies allowed sediment production quantification. The use of a linear regression model showed important reduction as a result of jute partial protection net

before revegetation of these gullies : After one year, an erosion reduction of 45 % and 65 % in sediment yield is observed for a protection of 38 % and 45 % in surface area.

Introduction

Dans les Alpes méditerranéennes, le bassin de la Durance représente un vaste territoire qui, du fait de l'aménagement hydroélectrique complet de la rivière, pose des problèmes importants d'envasement des retenues. Lors des principaux événements orageux, des quantités importantes de matériaux sont arrachées à la montagne et en particulier aux 200 000 ha de marnes noires (Brochot, 1993). Ces marnes noires, extrêmement fragiles et sensibles aux agents érosifs (Cemagref, 1987 ; Borges, 1993) se rencontrent principalement au niveau des bassins versants torrentiels.

La végétalisation des surfaces dénudées est aujourd'hui une technique largement utilisée pour réduire l'érosion (Crosaz, 1990, 1995 ; Dinger *et al.*, 1995 ; Urbanska et Schutz, 1986). L'objectif du travail présenté est de définir quelles sont les espèces susceptibles d'être utilisées sous forme de semis pour fixer les sols, de déterminer l'impact d'un traitement de protection des sols et de végétalisation par ensemencement d'espèces herbacées sur l'érosion des marnes noires.

1. Les espèces étudiées en laboratoire

A l'issue de l'analyse du couvert végétal de cette zone, nous avons choisi d'étudier les espèces pionnières en privilégiant trois types :

- les poacées (graminées), qui, grâce à leur aptitude au tallage possèdent un fort pouvoir de multiplication végétative, et de ce fait constituent la base de tous les couverts herbacés dans le monde ;
- les fabacées (papilionacées) qui, grâce à leurs bactéries fixatrices d'azote, bénéficient d'une source azotée complémentaire, l'azote atmosphérique. Elles peuvent donc se développer sur des substrats très pauvres qu'elles enrichissent ;
- des espèces d'autres familles, en particulier une espèce tropicale intéressante pour la lutte contre l'érosion des sols : le vétiver.

Sur ces espèces, divers essais en laboratoire ont été engagés pour connaître les conditions de leur germination et les caractéristiques de leur croissance racinaire.

1.1. L'étude de la germination

Les facteurs qui interviennent au moment de la germination sont nombreux. Les plus couramment étudiés sont la température, l'oxygène et la lumière. En fait, c'est l'influence combinée de ces trois facteurs qui rend possible ou non la germination. Il est fréquent aussi que des semences placées dans de bonnes conditions de germination ne germent pas, on

parle alors de dormance. On distingue deux groupes de dormance : l'inhibition tégumentaire et la dormance embryonnaire. Les dormances préservent les semences d'une germination au moment où les conditions climatiques ne sont pas favorables à la croissance et à la survie des plantules.

Cette adaptation aux contraintes du milieu est particulièrement intéressante : ainsi les espèces sauvages colonisatrices des marnes noires ont des semences dont la germination est contrôlée par différents mécanismes qui assurent, par un étalement de la germination dans le temps et dans l'espace, la survie des populations dans un milieu où les conditions sont rudes.

1.1.1. Matériel et méthode

Les semences ont été récoltées manuellement sur le site de Draix. Elles ont été mises à sécher quelques jours à la température ambiante du laboratoire puis stockées à 20°C et à l'abri de la lumière. La liste des espèces étudiées est donnée dans le tableau 1.

Poacées (graminées)	Papilionacées	Divers
<i>Achnatherum calamagrostis</i>	<i>Anthyllis vulneraria</i>	<i>Aphyllanthes monspeliensis</i> (Liliacées)
<i>Bromus erectus</i>	<i>Astragalus monspessulanus</i>	<i>Carex flacca</i> (Cypéracées)
<i>Dactylis glomerata</i>	<i>Coronilla minima</i>	<i>Hippophae rhamnoides</i> (Eléagnées)
<i>Festuca gr. Ovina</i>	<i>Onobrychis saxatilis</i>	<i>Laserpitium gallicum</i> (Ombellifères)
<i>Koeleria vallesiana</i>	<i>Ononis fruticosa</i>	<i>Paronychia capitata</i> (Paronychiées)
<i>Melica ciliata</i>		
<i>Stipa pennata</i>		

Tableau 1 - Liste des espèces étudiées

Les tests de germination sont réalisés sur 100 semences dans des boîtes de Petri. Les semences sont posées à la surface de deux filtres en papier (Whatman 04) imbibés d'eau déminéralisée. Les boîtes sont ensuite placées soit à l'intérieur de germinateurs éclairés soit dans des étuves obscures. Les tests de germination sont réalisés en laboratoire en effectuant des essais de 0 à 45°C par pas de 5°, la température étant un facteur important de la germination. Un mode opératoire particulier est appliqué aux papilionacées à graines dures : la scarification mécanique ou chimique des téguments.

1.1.2. Résultats

⇒ **Les papilionacées :**

Les 5 espèces étudiées présentent des caractéristiques germinatives communes. A la récolte et après plus d'une année de conservation les fruits et les graines ne germent pratiquement pas et ce quelle que soit la température. Mais les différents traitements de scarification des

téguments des graines ont un effet quasiment immédiat chez toutes les espèces comme le montre le tableau 2.

Espèces	Germination en %	Après traitement
<i>Anthyllis vulneraria</i>	10 % à 20°C	100 % à 20°C
<i>Astragalus monspessularus</i>	0 % à 20°C	36 % à 20°C
<i>Coronilla minima</i>	0 % à 20°C	100 % à 20°C
<i>Ononis fruticosa</i>	0 % à 20°C	Moins de 5 %
<i>Onobrychis saxatilis</i>	10 % à 20°C	100 % à 20°C

Tableau 2 - Germination des papilionacées

Les semences de papilionacées sont imperméables à l'eau et ne peuvent germer que lorsque le tégument de la graine est fissuré. Pour *Anthyllis vulneraria* et *Onobrychis saxatilis* le pourcentage de graines dures est de 90 % et ne varie pas au cours de la première année de stockage. A cette inhibition tégumentaire s'ajoute une inhibition embryonnaire pour *Ononis fruticosa* en effet pour cette espèce seules quelques graines scarifiées ont germé.

Anthyllis vulneraria et *Onobrychis saxatilis* sont deux espèces qui présentent des avantages certains :

- la collecte et l'obtention des semences ne présentent pas de difficulté ;
- le pouvoir germinatif est proche de 100 % et ne diminue pas au cours de la première année de stockage dans les conditions de laboratoire. Les résultats présentés par Puech (1982), qui obtient 100 % de germination à la lumière comme à l'obscurité avec des semences d'*Onobrychis saxatilis* scarifiées conservées pendant 3 ans, montrent que ce pouvoir germinatif est maximal pendant plusieurs années ;
- la souplesse d'utilisation de ces semences qui ont un pouvoir germinatif stable et qui peuvent être stockées plusieurs années sans traitement particulier.

⇒ Les poacées :

Les semences de toutes les espèces étudiées germent peu ou ne germent pas du tout aux températures supérieures à 20°C lorsqu'elles sont fraîchement récoltées. Cette difficulté à germer disparaît progressivement après une période de stockage au sec à 20°C. Ce comportement est caractéristique des semences ayant une inhibition tégumentaire due à l'imperméabilité des téguments à l'oxygène.

Les variétés étudiées peuvent se classer en 3 groupes :

- le groupe 1 correspond aux espèces qui, plus ou moins rapidement, ne sont plus dormantes quelle que soit la température. C'est le cas de *Bromus erectus* Huds., dont les semences germent bien à toutes les températures après 3 mois de stockage, et de *Melica ciliata* L. qui a le même comportement après un an de stockage ;

- le groupe 2 rassemble les espèces dont les semences sont capables de germer rapidement à 20°C après quelques mois de stockage mais qui conservent une dormance aux températures de 30 à 35°C après plus d'un an de stockage. C'est le cas de *Dactylis glomerata* L., *Festuca gr. ovina* et *Koeleria vallesiana* Gaudin ;
- le groupe 3 correspond à une seule espèce étudiée *Achnatherum calamagrostis* (L.) P. Beauv., dont la dormance est la plus tenace. Les semences conservées un an ont un taux de germination à 20°C de 50 % au bout de 10 jours. Après 2 ans de stockage au sec, la germination atteint 75 % dans les mêmes conditions. Quelle que soit la durée de stockage, les graines ne germent pratiquement pas à 30-35°C.

⇒ **Les autres espèces :**

Aphyllantes monspeliensis doit être scarifiée à l'acide pour donner des résultats cependant très irréguliers.

Carex flacca a un pourcentage de germination quasiment nul sans traitement. Il faut détériorer les téguments puis passer les semences au froid humide : cette espèce présente donc à la fois une inhibition tégumentaire et une dormance embryonnaire.

Hippophae rhamnoides germe bien à 20, 25 et 30°C lorsque les fruits sont fraîchement récoltés.

Laserpitium gallicum ne germe pas à la récolte quelle que soit la température. Il y a probablement pour cette espèce un problème de maturité des embryons.

1.1.3. Conclusion

Les différentes stratégies de germination étudiées mettant en jeu des phénomènes de dormance embryonnaire ou d'inhibition tégumentaire (parfois les deux) permettent aux semences de germer lorsque les conditions de milieu sont optimales. Néanmoins, dans un milieu qui se caractérise par une forte érosion, plus la durée de la dormance est longue, plus les risques de migration des semences le long des pentes sont grands. De plus les espèces qui produisent des semences à germination retardée se privent d'une grande partie de leur capacité régénératrice.

La connaissance des propriétés germinatives des semences permet de mieux comprendre la stratégie colonisatrice des espèces végétales et de définir avec précision les conditions d'utilisation des semences en fonction des contraintes du milieu et des objectifs souhaités. Ainsi la mise en évidence d'une dormance profonde et tenace pour *Achnatherum calamagrostis* indique que les semences, disséminées en septembre, n'ont pas la possibilité de germer à l'automne. Inversement, les semences de *Bromus erectus*, disséminées en juillet, peuvent germer dès le mois de septembre.

En région méditerranéenne, de très nombreuses espèces ont une germination automnale ou post-automnale. Cette tactique permet aux plantules automnales d'aborder la saison estivale à un stade de croissance plus avancé que les plantules printanières. Elles sont donc plus aptes à résister au stress hydrique l'été.

Au-delà de la germination la plantule est, pendant un certain temps, extrêmement fragile et son installation dépend des conditions de milieu. L'humidité du sol est un facteur important. Sur des sites méditerranéens où les périodes humides sont moins fréquentes et moins longues que les périodes sèches, la vitesse de germination des semences est donc un caractère important. Le succès de l'installation dépend aussi en partie du développement du système racinaire pendant les jours qui suivent la germination.

1.2. L'étude de la croissance du système racinaire

Si l'on souhaite que la plante s'installe et qu'elle s'oppose rapidement à l'arrachement et au transport des sédiments, il faut qu'elle développe un enracinement profond et colonisateur du sol.

1.2.1. Matériel et méthode

Des essais en rhizotron ont été mis en place en laboratoire. Le rhizotron est un bac de culture présentant une face transparente permettant de visualiser partiellement l'appareil souterrain des plantes et de mesurer l'accroissement des racines. Les bacs sont inclinés à 45°, les racines viennent se plaquer sur la paroi vitrée et peuvent ainsi être mesurées. Les rhizotrons sont remplis avec des sédiments prélevés sur le site de Draix au niveau d'une zone d'accumulation de matériaux. Les semences sont placées sur le substrat au contact de la plaque transparente.

1.2.2. Résultats

Les espèces testées présentent de grande différence entre elles en ce qui concerne la vitesse de croissance du système racinaire la profondeur d'enracinement et la biomasse racinaire (cf tableau 3 : vitesse et croissance du système racinaire).

Espèces	Vitesse en mm/jour	Nombre de semaines d'observation	Biomasse racinaire (mg) au bout de 125 jours pour 495 cm ³ de sol	
			à 9 cm	à 16 cm
<i>Bromus erectus</i>	Sup. à 5,5	6	96	76
<i>Dactylis glomerata</i>	4,0	15	69	38
<i>Anthyllis vulneraria</i>	3,5	14	763	214
<i>Onobrychis saxatilis</i>	2,7	21	237	84
<i>Vétiver (Martinique)</i>	20,2	3		
<i>Vétiver (Inde)</i>	19,4	6		

Tableau 3 - Vitesse et croissance du système racinaire

En chambre de culture, *Bromus erectus*, *Dactylis glomerata* et *Anthyllis vulneraria* sont les 3 espèces dont la vitesse de croissance du système racinaire est la plus rapide. Parmi les 5 espèces de poacées étudiées seul, *Bromus erectus* montre des racines capables d'explorer au moins 50 cm de profondeur. Pour les 4 autres, le chevelu racinaire se concentre sur les 20 à 30 premiers centimètres.

La biomasse racinaire décroît de manière exponentielle avec la profondeur et, à nombre identique de plants, ce sont les deux papilionacées qui en produisent le plus. La granulométrie du substrat exerce vraisemblablement une influence sur la vitesse d'enracinement des plantes ainsi que sur la biomasse végétale produite. Les poacées favorisent la production de matière racinaire alors que les papilionacées favorisent la production de matière aérienne.

Ces résultats confirment l'intérêt d'employer pour la végétalisation des mélanges d'espèces des 2 groupes (poacées et papilionacées) qui favorisent différemment production aérienne et racinaire et donc un fort recouvrement du sol et une forte colonisation du substrat. Cela permet aussi, sur sol pauvre, que les plantes ne se concurrencent pas trop.

2. Les essais de végétalisation sur le site de Draix

Certaines espèces collectées sur le site de Draix ont été semées en avril 1993, sous toile, avec ou sans engrais, avec ou sans terreau.

Pour *Anthyllis vulneraria*, *Onobrychis saxatilis*, *Ononis fruticosa* et *Achnatherum calamagrostis*, les difficultés de germination ont été confirmées; nous avons ensuite constaté une forte mortalité le premier été suivant le semis. Certaines semences n'ont germé qu'à l'automne suivant et nous avons alors constaté une moins forte mortalité au cours du deuxième été. Pour les essais mis en place à l'automne sous terreau, les plantules sont mieux développées et en plus grand nombre, ce qui confirme bien que les facteurs les plus contraignants sont l'eau et le substrat.

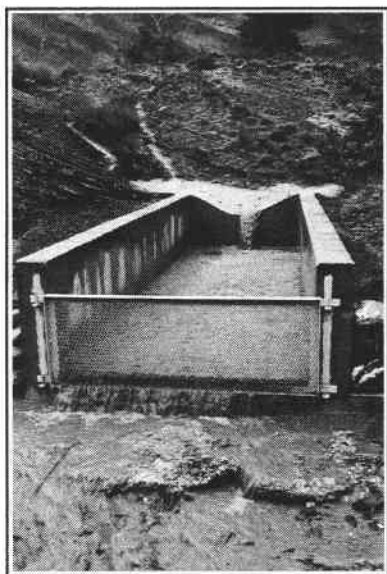
L'altération des marnes noires par l'alternance des phénomènes de gel/dégel et d'humification/dessiccation conduit à la formation d'une couche superficielle quasi instable. Aucune espèce ne peut donc s'installer spontanément et durablement sur ces surfaces en mouvement. La situation est cependant légèrement plus favorable en versant nord et lorsque le pendage des couches est non conforme car l'érosion différentielle entre les plaques provoque des micro-reliefs où les semences peuvent se déposer et germer.

Pour un semis dense et efficace, il conviendrait donc de fixer en place les éléments fins de la couche d'altération pour retenir les semences le temps de leur germination et de leur accrochage dans le sol. On a donc choisi parmi les techniques existantes celles mettant en œuvre des produits biodégradables comme la toile de jute (*Cemagref*, 1993). Le filet de jute testé, composé de fibres de jute tissées, forme une structure maillée et ouverte, les mailles carrées faisant environ 20 mm par 20 mm. Le jute est composé de cellulose (80 à 87 %) et de lignine, il se dégrade en quelques années en apportant de la matière organique au sol.

La toile de jute protège le sol par recouvrement de plus de 40 % de sa surface, elle absorbe l'énergie cinétique des gouttes de pluie et contribue au stockage d'une partie des précipitations. La toile de jute choisie fait 500 g/m², elle peut retenir 2,9 l d'eau par m² et elle réduit le transport des matériaux arrachés par sa structure en micro-terrasses.

3. La mesure de l'érosion

3.1. Matériels et méthode



Sur le site expérimental de Draix, deux ravines élémentaires ont été instrumentées, la ravine COL (310 m², pente moyenne de 43 %) et la ravine SEVIGNE (606 m², pente moyenne de 18 %) : sur chaque exutoire a été construit un ouvrage en béton (photo 1), fermé du côté aval par une grille métallique qui piège les matériaux. Les volumes de sédiments déposés ont été relevés le plus souvent possible après chaque événement pluvieux et ont été mesurés à la pelle et au seau jaugé. Ces volumes représentent l'essentiel de l'érosion produite, les matières en suspension exportées peuvent en première approximation être négligées. En effet, sur le site de la ROUBINE (1330 m²) les matériaux recueillis dans le piège représentent 85 % de l'érosion totale (Borges, 1993).

Photo 1 - Ouvrage béton pour piéger les matériaux

L'observation des ravines et les relevés des pièges ont été réalisés du 18 septembre 1992 au 9 novembre 1994. Pendant la première phase (du 18/09/92 au 07/12/93) les deux ravines, choisies pour leur taux de couverture végétale naturelle quasiment nul, ont été laissées en l'état naturel.

Du 7 au 9 décembre 1993 des travaux de végétalisation ont été réalisés : des panicules d'*Achnatherum calamagrostis* (L.) P. Beauv. renfermant les semences ont été disposés sur le sol pour former une couche de quelques centimètres d'épaisseur. Ces panicules ont été récoltés deux mois avant leur utilisation et conservés au sec. Un filet en toile de jute a été fixé sur le sol à l'aide de cavaliers métalliques fichés dans le substrat de manière à recouvrir les panicules. Le filet a été disposé en bandes transversalement au sens d'écoulement des eaux. Les bandes ont été espacées de un à deux mètres.

Une bande supplémentaire a été placée à la périphérie de la ravine.

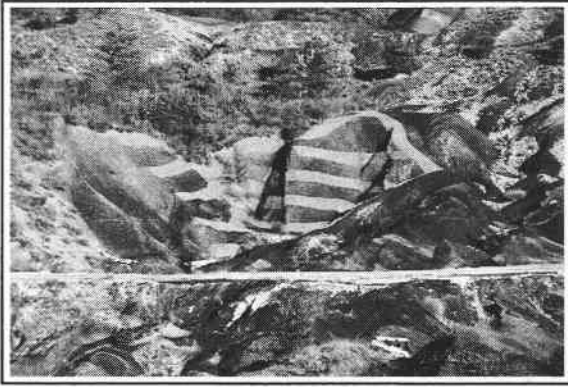


Photo 2 - La ravine COL

La surface nue de la ravine COL (photo 2) a été recouverte à 45 %, la surface de la ravine SEVIGNE a été recouverte à 38 % (pourcentages exprimés en projection horizontale).

A partir du 09/12/1993 et jusqu'au 09/11/94, l'observation des ravines végétalisées s'est poursuivie de la même manière. Les données pluviométriques sont issues des deux postes installés sur le site depuis septembre 1983 (Cemagref, 1987).

L'hypothèse de départ est de stipuler que les deux ravines, de climat et géologie identiques à la ROUBINE, n'ont pas de raison de fonctionner différemment de celle-ci. Les résultats obtenus sur la ROUBINE pourront donc être utilisés, à un facteur correctif de pente et de superficie près. Cette hypothèse est vérifiée par comparaison entre les volumes piégés sur les trois sites, avant le début des travaux de végétalisation.

La méthode dite du double cumul permet ensuite de détecter s'il y a une différence de fonctionnement érosif après les travaux de végétalisation et le cas échéant, de quantifier cette différence au niveau global.

Un modèle de régression non linéaire à deux variables, calé sur les données de la ROUBINE pour les années 1985 à 1988, (Borges, 1993), permet d'estimer les volumes d'érosion au niveau événementiel :

$$V_{\text{dép}} = 0.0389 \times H_{00}^{0.916} \times I_{01}^{1.638} \quad (1)$$

$V_{\text{dép}}$ est le volume déposé dans les pièges (en litres), H_{00} est la hauteur de pluie totale (en mm), I_{01} est l'intensité maximale (en mm/h) avec laquelle la pluie tombe pour une période de 1 minute.

Le modèle est adapté aux ravines COL et SEVIGNE : en supposant que l'érosivité de la pluie et l'érodabilité du sol sont équivalentes pour les 3 ravines, le facteur de proportionnalité est estimé par le rapport des surfaces dénudées multiplié par le rapport des pentes moyennes.

Ainsi, la prédiction de l'érosion d'un épisode pluvieux est obtenue par :

$$V_{\text{dép}} = 0.0389 \times H_{00}^{0.916} \times I_{01}^{1.638} \times \frac{S_{\text{col}}}{S_{\text{Roub}}} \times \frac{P_{\text{col}}}{P_{\text{Roub}}} \quad V_{\text{dép}} = 7.9310^{-3} \times H_{00}^{0.916} \times I_{01}^{1.638} \quad (2)$$

$$V_{\text{dép}} = 0.0389 \times H_{00}^{0.916} \times I_{01}^{1.638} \times \frac{S_{\text{sév}}}{S_{\text{Roub}}} \times \frac{P_{\text{sév}}}{P_{\text{Roub}}} \quad V_{\text{dép}} = 7.0510^{-3} \times H_{00}^{0.916} \times I_{01}^{1.638} \quad (3)$$

Les surfaces (S) sont exprimées en m², les pentes (P) en %.

Pour la période située avant les travaux, la fiabilité des modèles (2) et (3) est testée en comparant les volumes obtenus par ces modèles et les volumes réellement mesurés. Pour la période après travaux, une estimation des volumes de matériaux qui se seraient déposés sans les travaux de végétalisation est alors réalisée. Par une régression linéaire simple, la comparaison entre les volumes calculés et les volumes mesurés permet de quantifier l'impact de la couverture végétale mise en place.

3.2. Résultats

Pour la période avant travaux, 27 mesures ont été effectuées, dont 19 avec un volume non nul. Pour la période après travaux, 17 mesures ont été effectuées, dont 9 avec un volume non nul.

3.2.1. Comparaison des volumes érodés sur les ravines et à la ROUBINE, avant travaux

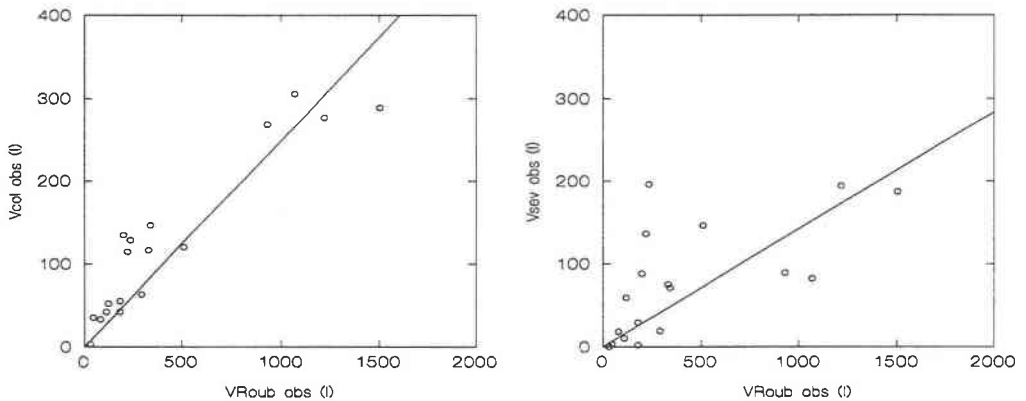


Figure 1 - Relation entre les volumes des sédiments déposés à la ROUBINE et ceux déposés aux ravines COL et SEVIGNE

La figure 1 donne le résultat graphique comparatif entre le volume observé à la ROUBINE et les volumes observés aux ravines COL et SEVIGNE. L'hypothèse d'un processus érosif identique pour la ravine COL et la ROUBINE est confirmée : le nuage de points est assez bien groupé (coefficient de corrélation de Pearson de 0.935). Concernant la ravine SEVIGNE, l'hypothèse est moins bien vérifiée. Le nuage de points est beaucoup plus dispersé (coefficient de corrélation de 0.645).

Ce résultat amène à penser que contrairement à la ROUBINE et à la ravine COL pour lesquelles la production d'érosion de chaque événement pluvieux est immédiatement exportée à l'aval, à la ravine SEVIGNE, de pente plus faible, se produisent vraisemblablement des phénomènes de dépôt et de reprise des sédiments qui masquent les processus élémentaires.

3.2.2. Réduction de l'érosion au niveau global

Les figures 2 et 3 permettent de constater qu'il y a une rupture de pente nette à partir du moment où les 2 ravines ont fait l'objet de travaux de végétalisation. Les travaux ont donc

provoqué une modification de la production de sédiments qui se traduit par une modification des volumes déposés dans les pièges. A la vue de ces figures, il est évident que cette modification correspond à une réduction de la production : pour la période située après les travaux, les volumes observés sont inférieurs à ce qu'ils devraient être sans les travaux (ligne en pointillés).

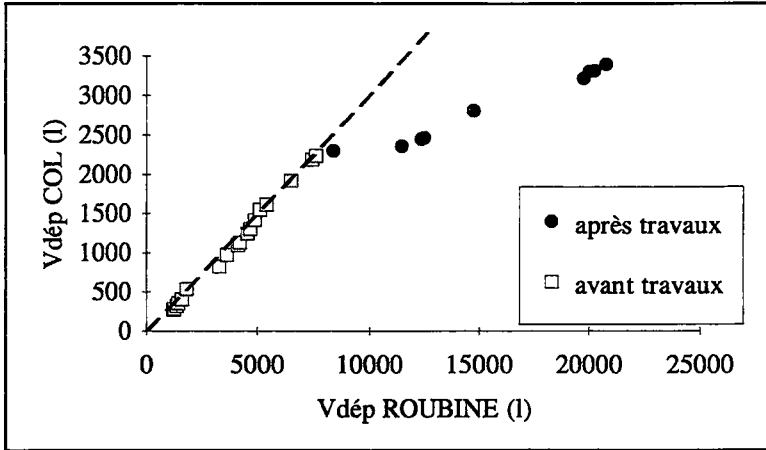


Figure 2 - Représentation graphique en double cumulé des volumes de sédiments mesurés à la ravine COL et à la ROUBINE

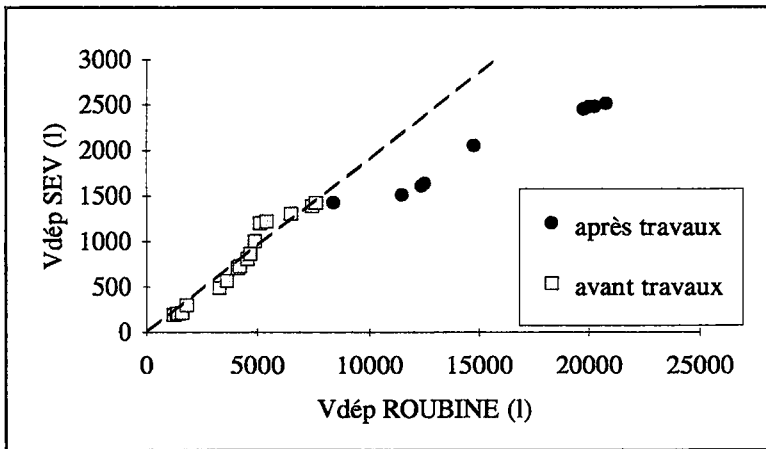


Figure 3 - Représentation graphique en double cumulé des volumes de sédiments mesurés à la ravine SEVIGNE et à la ROUBINE

Les droites de régression linéaire simple pour chaque période sont calculées. Le rapport entre les coefficients directeurs des 2 droites donne une estimation de la réduction des volumes annuels de sédiments déposés dans les pièges.

Pour la ravine COL, l'équation de la droite de régression linéaire pour la période avant travaux est :

$$V_{col} = 0.286 \times V_{Roub} \quad (N = 18 ; R^2_{aj} = 0.997) \quad (6)$$

L'équation de la droite de régression linéaire pour la période après travaux :

$$V_{col} = 0.098 \times V_{Roub} + 1317.5 \quad (N = 9 ; R^2_{aj} = 0.965) \quad (7)$$

Pour la ravine SEVIGNE, l'équation de la droite de régression avant travaux est :

$$V_{sev} = 0.191 \times V_{Roub} \quad (N = 18 ; R^2_{aj} = 0.987) \quad (8)$$

L'équation de la droite de régression après travaux :

$$V_{sev} = 0.100 \times V_{Roub} + 460 \quad (N = 9 ; R^2_{aj} = 0.965) \quad (9)$$

Du point de vue global, l'impact des travaux de végétalisation se traduit donc par une réduction des volumes déposés dans les pièges de 66 % pour la ravine COL et de 48 % pour la ravine SEVIGNE.

3.2.3. Réduction de l'érosion au niveau événementiel

Le modèle (1) est appliqué aux données de la ROUBINE recueillies pendant la période avant travaux. La figure 4 permet de constater que le modèle permet de prédire de manière assez satisfaisante le volume de sédiments déposés à la ROUBINE pour l'ensemble des événements sauf un, pour lequel le modèle donne une très large surestimation.

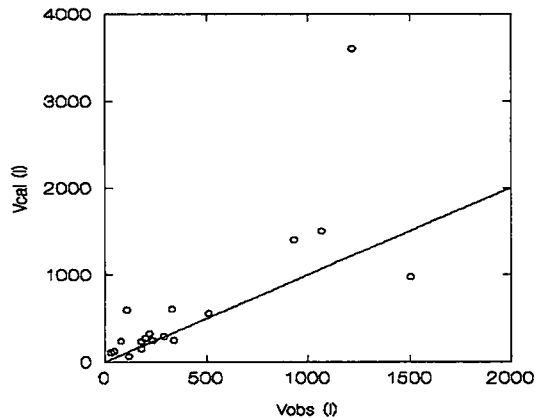


Figure 4 - Validation du modèle choisi pour la ROUBINE (période avant travaux)

Ce cas correspond à un épisode exceptionnel tant du point de vue de la pluie totale que de l'intensité instantanée. Il est alors vraisemblable que le modèle statistique, mis au point à partir d'événements "moyens", ne puisse pas prédire de manière correcte les volumes de matériaux érodés au cours de cet épisode.

La figure 5 permet de constater que le modèle (formule (2)) prédit de manière relativement satisfaisante les volumes déposés à la ravine COL ($R^2_{aj} = 0.892$) mais qu'il est moins performant pour estimer ceux de la ravine SEVIGNE (formule (3), $R^2_{aj} = 0.509$).

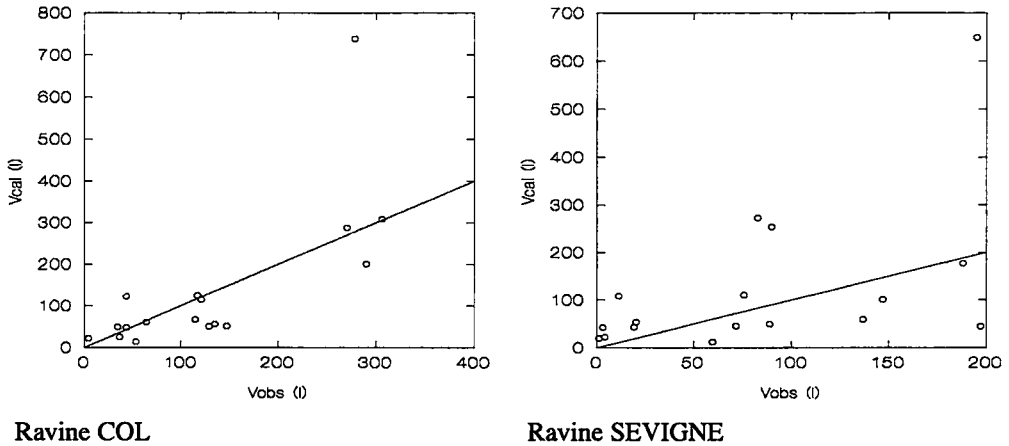


Figure 5 - Validation pour les ravines COL et SEVIGNE des modèles extrapolés à partir de celui de la ROUBINE

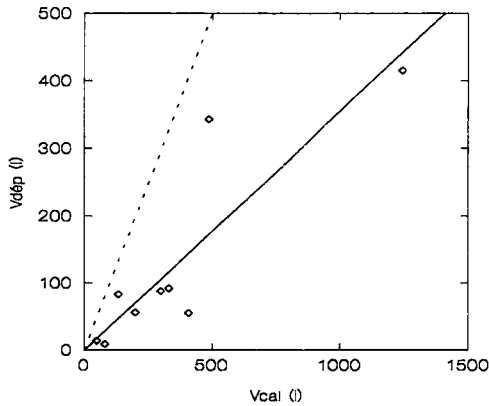
En outre, comme dans le cas de la ROUBINE, le même point sort largement du nuage et confirme que le modèle utilisé ne reproduit pas bien les événements climatiques exceptionnels. Dans la période après travaux, deux épisodes relèvent de ces situations exceptionnelles : on en prédira l'érosion, par référence aux dépôts simultanés de la ROUBINE plutôt que par le modèle statistique.

La comparaison graphique de la figure 6 entre les volumes prédits dans une situation sans végétation (droite pointillée) avec ceux qui se sont effectivement déposés dans les pièges (trait plein), met en évidence une nette réduction des dépôts après travaux.

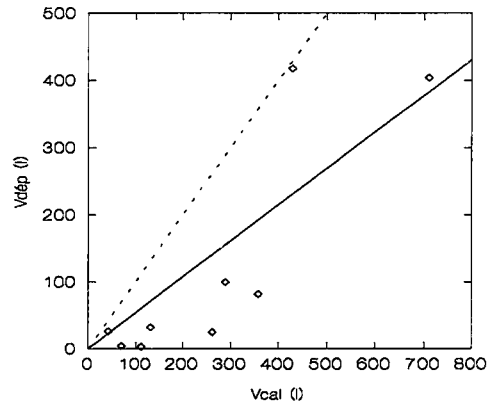
Bien qu'ayant une réalité statistique critiquable, les droites de régression linéaire simple permettent d'obtenir un ordre de grandeur de la réduction des volumes déposés suite aux travaux de végétalisation. Ces deux droites de régression ont pour formule :

- $V_{obs} = 0.355 \times V_{cal}$ pour la ravine COL ($N = 9, R^2_{aj} = 0.873$)
- $V_{obs} = 0.539 \times V_{cal}$ pour la ravine SEVIGNE ($N = 9, R^2_{aj} = 0.807$)

Ainsi, les volumes réellement déposés à la ravine COL correspondent à 36 % de ce qu'ils auraient été sans les travaux, soit une réduction de l'ordre de 65 %. Pour la ravine SEVIGNE, cette réduction est de l'ordre de 46 %.



Ravine COL



Ravine SEVIGNE

Figure 6 - Visualisation de la réduction des volumes déposés après les travaux de végétalisation

L'approche globale et l'approche événementielle aboutissent quasiment au même résultat : la quantité de matériaux déposés dans les pièges de la ravine COL a diminué d'environ 65 % pour une diminution de sa surface totale dénudée de 45 %. La quantité de matériaux déposés dans les pièges de la ravine SEVIGNE a diminué d'environ 46 % pour une diminution de sa surface totale dénudée de 38 %.

L'observation du site pendant un an après les travaux montre que la somme des volumes déposés est de 1155 litres pour la ravine COL et de 1094 litres pour la ravine SEVIGNE. Sans les travaux ils auraient été respectivement de 3300 litres et de 2026 litres. En admettant que l'érosion soit nulle pour les surfaces recouvertes par la toile de jute (hypothèse la plus favorable), il est possible de calculer la production spécifique de sédiments par m² de surface dénudée. Pour la ravine COL, cette production spécifique passe de 11.5 l/m².an sans protection à 7.4 l/m².an après travaux de protection. Pour la ravine SEVIGNE, elle passe de 3.3 à 2.9 l/m².an après travaux. Ainsi, le même mètre carré de surface dénudé avant et après travaux ne produit pas la même quantité de matériaux. Autrement dit, la toile de jute, qui réduit l'érosion pour les surfaces qu'elle recouvre, exerce aussi une action indirecte importante sur les surfaces non recouvertes. Compte tenu du fait que l'érosion sous la toile de jute n'est pas nulle, l'impact de cette toile sur les surfaces non recouvertes est certainement plus grande encore.

Ce phénomène s'explique par la façon dont la toile de jute a été mise en place : disposées en lignes successives et perpendiculaires à la pente, les bandes de toile modifient complètement l'écoulement de surface. Du haut en bas de la ravine, le ruissellement est stoppé tous les 2 ou 3 mètres lorsqu'il rencontre une bande et perd donc beaucoup de son énergie. Son action vis-à-vis de l'arrachement et du transport des particules est diminuée sur

l'ensemble des versants de la ravine. La toile elle-même piège des matériaux provenant de l'amont. Ce schéma de fonctionnement ne s'applique évidemment pas pour les fonds de talweg où la quantité d'eau est telle que la hauteur de la lame d'eau ruisselée est de plusieurs centimètres.

Conclusion

La végétalisation de l'ensemble de la surface d'une ravine n'est pas économiquement envisageable. Elle se justifie d'autant moins que le traitement d'une partie seulement de la ravine peut, de manière significative, réduire l'érosion. L'objectif serait alors de mettre en place un traitement partiel par une couverture végétale discontinue qui puisse protéger efficacement le sol contre l'énergie cinétique de la pluie et du ruissellement, permettant aux végétaux de coloniser les espaces dénudés non traités, par la création de sites refuges pour les semences et la réduction du déclin des réserves du sol en semences.

L'instrumentation de deux ravines élémentaires et l'utilisation du modèle statistique mis au point par Borges en 1993 sur la ROUBINE (site expérimental de Draix) a permis de montrer qu'une protection partielle (toile de jute) des ravines a un impact important dès la première année : bien que la végétation ne se soit pas développée (les plantules ont rapidement disparu du fait de la sécheresse), les mesures obtenues montrent que la toile de jute seule et judicieusement posée sur 38 % et 45 % de la surface diminue de 45 % et 65 % les quantités de matériaux érodés.



Photo 3 - Engazonnement sous toile en versant nord (2 ans après le semis)

Dans la mesure où la végétation est destinée à prendre le relais de la toile de jute et à se développer ultérieurement sur les surfaces non traitées, il est certain que la réduction des quantités de matériaux arrachés aux versants et transportés par le ruissellement augmentera avec l'expansion progressive de la couverture végétale. Sur un site en exposition nord, avec pendage non conforme des couches, un essai de végétalisation par semis de *Achnatherum calamagrostis* a donné de bons résultats, constatés 5 ans après le semis. Il convient donc de poursuivre les recherches sur le matériel végétal afin de mettre à disposition des gestionnaires de ces espaces particulièrement sensibles, des mélanges d'espèces rustiques à installation rapide.

Bibliographie

Borges A.L., 1993, Modélisation de l'érosion sur 2 bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. *Thèse d'univ., Grenoble I*, 205 p. + annexes.

Brochot S., 1993, Erosion de badlands dans le système Durance - Etang de Berre. *Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse*, Cemagref, Introduction générale - Aperçu, 36 p.

Cemagref, 1987, Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte rendu de recherche n° 1 en érosion et hydraulique torrentielle, Grenoble, 128 p.

Cemagref, 1993, Recherche sur la fixation des sols et essais de comportements des fixateurs et matériaux composites pour la revégétalisation en zones extrêmes. Rapport d'étude, 44 p + annexes.

Crosaz Y., 1990, Etude de la végétalisation des surfaces terrassées subalpines et cartographie par analyses d'images numériques (Tarentaise - Alpes du Nord) / Eléments méthodologiques. *D.E.A., Grenoble*, 55 p.

Crosaz Y., 1995, Lutte contre l'érosion des terres noires en montagne méditerranéenne - Connaissance du matériel végétal herbacé et quantification de son impact sur l'érosion. *Thèse de 3^e cycle, Univ. d'Aix-Marseille*.

Dinger F., Crosaz Y, Niel J.F., 1995, Protection de talus et fossés de forte pente par toile de jute avant végétalisation. *Colloque « Rencontres 95 » du C.F.G.G., Beaune, 09/1995*, tome 1, pp 43-49.

Urbanska K.M., Schutz M., 1986, Reproduction by seed in alpine plants and revegetation research above timberline. *Botanica Helvetica*, 96, 1, pp 43-60.

Rythmes saisonnier et annuel du ravinement sur les hautes terres granitiques cévenoles. L'exemple de la ravine de l'Aubaret (Mont Lozère, France)

Seasonal and annual rates of gully erosion in the granitic Cévennes The Aubaret gully study (Mont Lozère, France)

Philippe ALLEE

Université de Limoges et CNRS-UPRESA 6042 de Clermont-Ferrand
39 rue C. Guérin, 87036 Limoges cédex

Résumé

Les débits solides de la ravine granitique de l'Aubaret ont été mesurés de 1990 à 1996. A toutes les échelles de temps considérées (l'épisode individuel, la saison ou l'année), les discontinuités spatio-temporelles donnent aux phénomènes de stockage-déstockage une place prépondérante dans le budget sédimentaire. En année modale, la vitesse d'érosion est lente : 17 t/ha.an. Mais les épisodes pluvieux exceptionnels semblent jouer un rôle majeur dans le bilan érosif de la ravine. L'averse du 22 sept 1992 (300 mm en 4 heures) représente à elle seule 83.5 % de la totalité des flux solides longitudinaux pendant sept ans, et sa prise en compte porte la vitesse d'érosion moyenne à 103 t/ha.an.

Abstract

Sediment yield have been measured on gully cut in granitic sand, between 1990 and 1996. There was a marked seasonality in the sediment production efficiency. Hortonian runoff and lateral erosion dominated in summer and autumn, exfiltration flow and sediment output by flood occured above all in autumn. Sediment production in winter and spring remained slight. So in any timescale examined (rainfall event, season or year), storage and removal processes brought a high control on sediment budget of gullyng. Including only usual events, the annual erosion rate is low : 17 t/ha.year. But geomorphic impact of extreme events took an important part in gully erosion. During the seven-year record, 83.5 % of the total sediment discharge occured with only one rainfall on Sept 22nd 1992 (300 mm for 4 hours), which turned average erosion rate into 103 t/ha.year.

Introduction

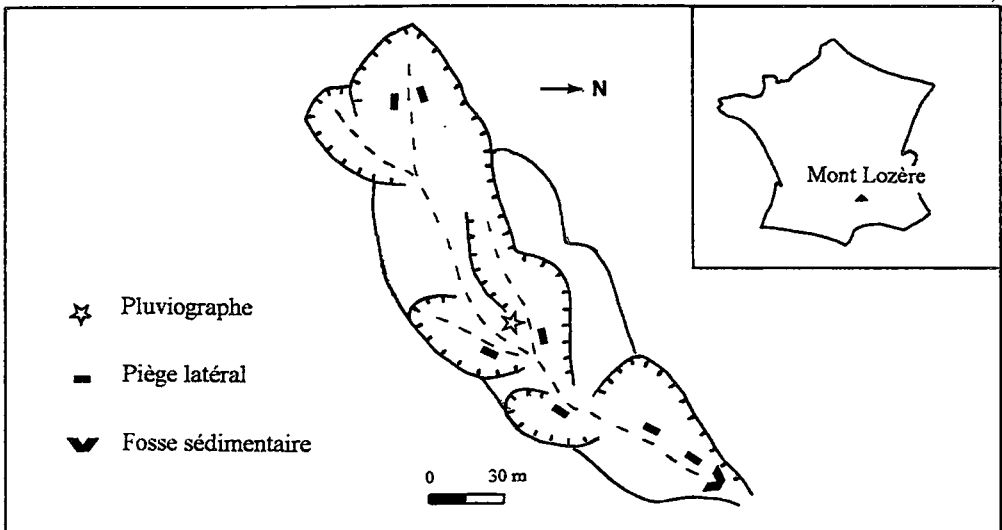
En dépit d'une forte cicatrisation du milieu depuis le siècle dernier (liée à une remontée végétale spontanée ainsi qu'au reboisement volontaire de périmètres RTM), les hautes terres cévenoles demeurent, localement, le théâtre de phénomènes de ravinements actifs (Muxart et *al.*, 1987). C'est le cas de la ravine de l'Aubaret, située dans le haut bassin du Tarn, sur le flanc sud du Mont Lozère. Réalisée depuis 1990 dans le cadre du GIS-BVRE Lozère, l'instrumentation de la ravine a permis d'en quantifier les débits solides et d'étudier les rythmes de fonctionnement saisonnier et annuel. Les discontinuités spatio-temporelles qui contrôlent les flux détritiques donnent aux phénomènes de stockage-déstockage une place prépondérante dans le bilan sédimentaire.

1. Site et méthodes

1.1. La ravine de l'Aubaret

Localisée à 1330 m d'altitude, la ravine de l'Aubaret est représentative des formes de ravinement rencontrées dans les massifs granitiques des hautes Cévennes (Valadas, 1984). D'une superficie de 0.27 ha, elle est inscrite dans un petit bassin versant élémentaire de 2.5 ha, sur un affluent de la haute Alignon. Il s'agit d'une forme linéaire simple : le bief, faiblement ramifié, est encadré par des flancs polylobés (fig.1). La ravine entaille des arènes granitiques sablo-graveleuses ponctuellement remaniées par gélomobilisation durant la dernière période froide du Quaternaire.

Le versant méridional du Mont Lozère possède un climat méditerranéen d'altitude caractérisé par une très forte érosivité pluviale (Didon-Lescot, 1996). Sur le massif de



l'Aigoual, distant d'une trentaine de km, Pihan a calculé un indice annuel d'érosivité des pluies R de Wischmeier de 475 pour la période 1961-1979 (Pihan, 1988). Sur le site de l'Aubaret, entre 1991 et 1996, l'indice R de Wischmeier a varié de 349 (1991) à 1720 (1994), pour une pluviométrie moyenne annuelle de 2275 mm.

1.2. Dispositif de mesure

Les informations pluviométriques sont obtenues à l'aide d'un pluviographe installé sur le site. Il s'agit d'un appareil muni d'une centrale d'acquisition automatique des données de type CR2M. En revanche, la ravine n'est pas équipée de station limnimétrique, et il n'existe donc pas de données concernant les débits liquides. Trois sources d'informations permettent cependant de reconstituer le fonctionnement hydrologique de la ravine :

- les observations réalisées *in situ*, lors de différents épisodes pluvieux ;
- l'extrapolation des données recueillies à la station limnimétrique du bassin versant de la Latte, localisé quelques centaines de mètres en amont (Cosandey, 1993 et 1994) ;
- les renseignements indirects apportés par la mesure des débits solides.

Les transports solides dans la ravine sont évalués grâce à l'emploi combiné de plusieurs méthodes. Pour déterminer la production latérale de sédiments, l'utilisation de petits pièges permettant d'évaluer le transport généré par le creep et le ruissellement diffus est couplé avec la mesure exhaustive des rigoles incisées lors des épisodes pluvieux de forte intensité. Les transferts longitudinaux sont mesurés au moyen d'une fosse sédimentaire, construite quelques mètres en amont de l'exutoire. Seuls les débits solides provoqués par la crue du 22 septembre 1992, trop volumineux, n'ont pu être mesurés de cette manière. Ils ont été quantifiés grâce au relevé systématique de toutes les cicatrices d'incision observées dans le bief.

2. Résultats

Le budget sédimentaire de la ravine de l'Aubaret est étudié ici à trois échelles de temps : celle des épisodes individuels les plus efficaces, au rythme saisonnier et au rythme pluriannuel.

2.1. Trois types d'épisodes morphogéniques efficaces

Si les processus érosifs fonctionnent avec une grande fréquence tout au long de l'année (cryoreptation superficielle, rejaillissement pluvial et ruissellement diffus...), il ne se produit en moyenne que deux à cinq événements efficaces par an. Selon les mécanismes morphogéniques et le bilan sédimentaire observés, on peut les regrouper en trois catégories principales (tabl. 1).

2.1.1. Les épisodes morphogéniques liés aux averses orageuses estivales

Souvent associés à des cellules thermo-convectives, les orages d'été s'accompagnent d'averses brèves mais parfois intenses. Si les volumes précipités restent faibles en général

(quelques dizaines de mm), les intensités momentanées peuvent atteindre des valeurs élevées, conférant à ces pluies une forte efficacité morphogénique latérale. Le ruissellement de battance sur les flancs dénudés et pentus de la ravine entraîne l'incision de nombreuses rigoles, et donne lieu à d'importants transferts latéraux de sédiments. Cependant, durant ces épisodes orageux, les transferts longitudinaux restent insignifiants. Les volumes ruisselés sont peu volumineux et s'infiltrent en partie dans le bief de la ravine. La capacité d'évacuation longitudinale est très faible, et le stockage l'emporte largement sur le déstockage, dans un rapport de 100 à 1.

Date épisode	Pluie totale en mm	Intensité maxi. En mm/h			Transport solide en tonnes		Bilan sédimentaire en tonnes
		en 60'	en 30'	en 6'	Latéral	Longitudinal	
Eté							
20-06-90	93	25	37	65	2.8	0.01	+ 2.8
10-08-94	58	23.5	39	115	4.8	0.03	+ 4.75
Intersaison et hiver							
06/08-03-91	333	13.5		20	0.05	0.6	- 0.55
15/17-12-95 et 10/15-01-96	206 et 283	16		22	0.1	1.5	- 1.4
10/13-11-96	360	32		42	0.3	6.4	- 6.1
Début d'automne							
22-09-92	309	97.5	115	165	21	165	- 144
22-09-93	281	75	101	130	6.9	6.8	+ 0.1
23-09-94	311	30	43	75	2	4.5	- 2.5

Tableau 1 - Précipitations et production sédimentaire de quelques épisodes types

2.1.2. Les épisodes morphogéniques liés aux crues cévenoles d'intersaisons

Ce type d'épisode survient essentiellement durant les intersaisons (2^e partie de l'automne, printemps), plus rarement en hiver. Il résulte des fortes précipitations provoquées par le passage de dépressions méditerranéennes très creusées, souvent associées à la présence d'une goutte froide en altitude. Ces situations météorologiques entraînent des abats d'eau abondants sur la bordure cévenole (200 à 400 mm en 24 ou 48 h), mais les intensités momentanées restent banales. Sur les flancs de la ravine, l'activité érosive est peu efficace. Elle se limite au rejaillissement pluvial et au ruissellement diffus, et les transports sont réduits. En revanche, le débordement de la nappe de versant par exfiltration génère d'abondants écoulements dans le bief et provoque d'importants transferts solides longitudinaux. Ces épisodes se traduisent par un déstockage sédimentaire dans l'axe de la ravine, dans des proportions de 10 à 1 par rapport aux flux latéraux.

2.1.3. Les épisodes morphogéniques liés aux violents abats d'eau du début d'automne

Ces événements sont de loin les plus efficaces. Ils sont provoqués par les abats d'eau qui surviennent, certaines années, au début de l'automne (entre le 20 septembre et le 20 octobre pour la chronique étudiée). Ils résultent de conditions météorologiques particulièrement pluvieuses : les premières dépressions, qui ont balayé la Méditerranée encore surchauffée, sont très chargées en humidité et sont caractérisées par une forte instabilité ; tandis que la mise en place précoce, en altitude, d'une situation de type hivernal avec formation de goutte froide renforce l'ascendance (Trzpit, 1980). Lorsque ces deux conditions atmosphériques sont réunies, de fortes intensités momentanées se conjuguent avec des totaux pluviométriques spectaculaires.

Sur le plan morphogénique, ces épisodes pluvieux se distinguent par une efficacité érosive latérale et longitudinale synchrone. Les deux mécanismes décrits précédemment se combinent : incision de rigoles sur les flancs de la ravine, sous l'action d'un ruissellement de battance ; transports solides volumineux dans le bief, liés à une crue d'origine mixte, générée par ruissellement et par débordement de la nappe de versant.

Trois événements de ce type, particulièrement efficaces, se sont produits trois années de suite, en 1992, 1993 et 1994. Les 22 septembre 1993 et 23 septembre 1994, les débits solides ont été importants dans la ravine, mais ils sont restés néanmoins dans un ordre de grandeur habituel. Les flux latéraux et longitudinaux se sont à peu près équilibrés, avec toutefois un léger avantage au déstockage. En revanche, l'abat d'eau survenu le 22 septembre 1992, exceptionnel par son volume et son intensité (300 mm en 4 heures), a provoqué le franchissement d'un seuil morphodynamique spectaculaire. La production latérale de sédiments a été multipliée par trois par rapport au 2^e épisode le plus efficace de la série (le 22 septembre 1993), et représente 24,5 % de l'érosion latérale totale entre 1990 et 1996. Mais le seuil le plus frappant concerne les flux détritiques longitudinaux. Ils ont été vingt-quatre fois plus volumineux que durant l'épisode placé en seconde position dans la chronique. Les transports longitudinaux du 22 septembre 1992 représentent 83,5 % du débit solide total de la ravine entre 1990 et 1996. Il s'est donc produit un déstockage majeur du bief, avec remobilisation d'un stock alluvial plus ancien. Ainsi, selon que l'on prenne en compte le seul fonctionnement morphogénique modal, ou que l'on intègre l'événement de forte magnitude du 22 septembre 1992, le rythme saisonnier et le bilan pluriannuel du ravinement varient considérablement.

2.2. Le rythme de fonctionnement saisonnier

2.2.1. La production latérale de sédiments (fig. 2)

Sur l'ensemble de la période étudiée (1990-1996), l'été et l'automne représentent plus de 90 % de la fourniture latérale de sédiments. En période de fonctionnement modal, c'est l'été qui l'emporte avec 47 % du transport contre 43 % pour l'automne. En intégrant l'événement du 22 septembre 1992, l'automne devient la saison la plus efficace, avec 58 % contre 35 % en été. L'hiver et le printemps n'occasionnent en revanche que très peu de transports latéraux.

En terme de fréquence, l'été est également la saison la plus efficace, et arrive en tête cinq années sur sept (quatre années sur sept en incluant l'orage de septembre 1992).

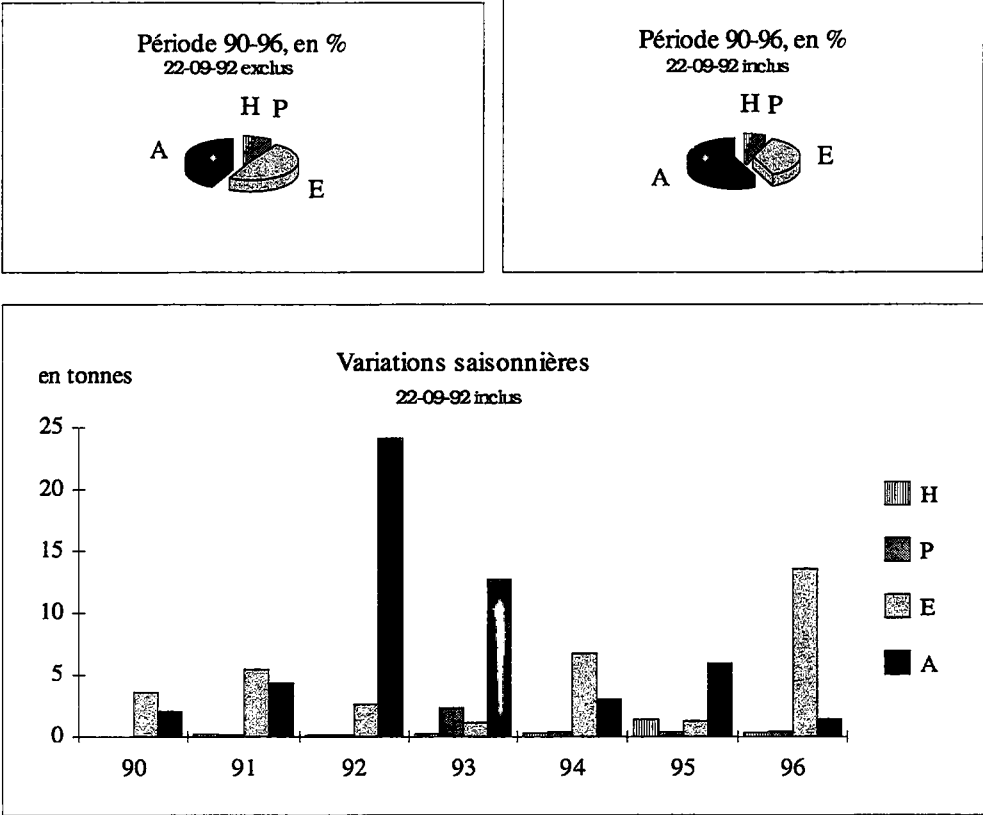


Figure 2 - Production latérale de sédiments

2.2.2. L'évacuation longitudinale des sédiments (fig.3)

Elle se produit essentiellement en automne, cette saison représentant 86.5 % des transports longitudinaux ordinaires. Le printemps et l'hiver arrivent loin derrière avec respectivement 7.5 % et 4.5 %, tandis que l'évacuation reste insignifiante en été (1.5 %). Si l'on intègre l'épisode pluvieux de septembre 1992, le poids de l'automne devient écrasant, avec près de 98 % des transports solides dans le bief de la ravine. Même prépondérance de l'automne en terme de fréquence, car cette saison s'avère chaque année être la plus active. On n'observe qu'une exception, en 1991, qui ne s'explique pas par un hiver et un printemps exceptionnellement érosifs, mais simplement par une absence de crue d'automne.

Au rythme saisonnier comme au pas de temps événementiel, le fonctionnement détritique de la ravine de l'Aubaret se caractérise donc par de fortes discontinuités spatio-temporelles entre les dynamiques latérales et longitudinales. Le bilan sédimentaire est dominé par un mécanisme à l'alternat de stockage (en été) et de déstockage (en automne).

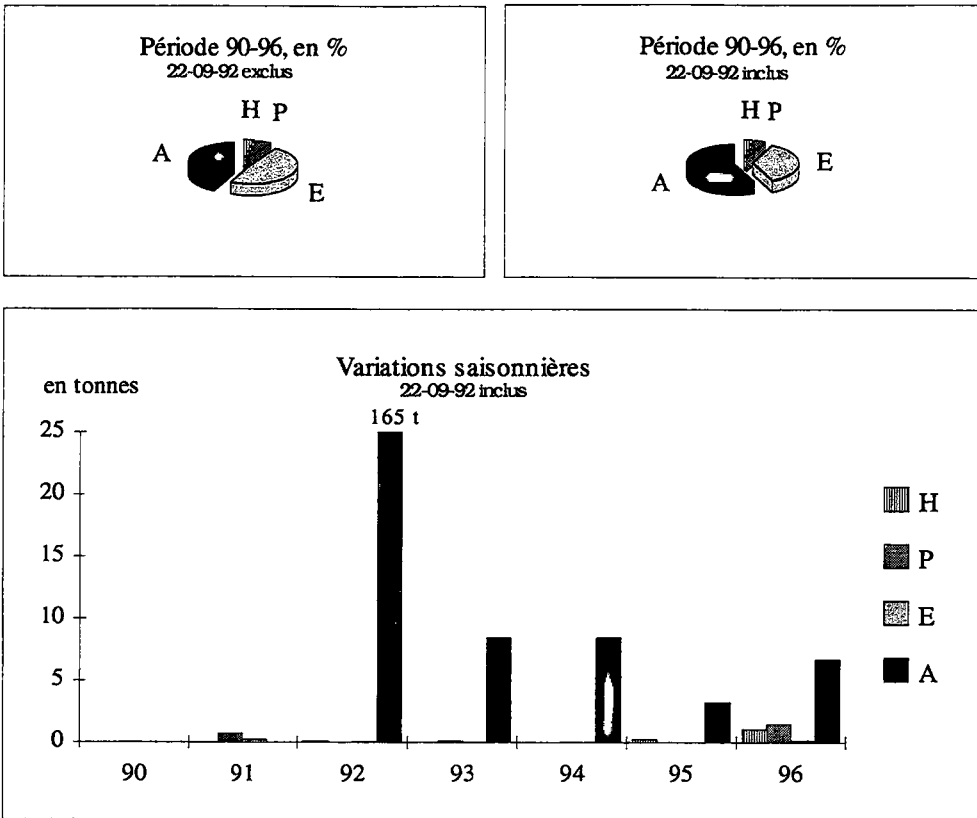


Figure 3 - Evacuation longitudinale des sédiments

2.3. Bilan annuel

Le budget sédimentaire de la ravine de l'Aubaret ne s'équilibre pas sur un cycle annuel, mais évolue sur un rythme pluriannuel et semble contrôlé par les épisodes pluvieux exceptionnels (fig. 4). En sept années de mesure, le bilan annuel ne s'est équilibré qu'une fois, en 1994. Les autres années, en fonctionnement modal, c'est le stockage qui l'a emporté. En fait, ce phénomène s'observe au pas de temps saisonnier comme au pas de temps annuel : à vingt-deux reprises sur vingt-huit, le bilan saisonnier a été favorable au stockage.

Pour l'ensemble de la période étudiée, exception faite de l'événement du 22 septembre 1992, le taux d'évacuation sédimentaire (le ratio évacuation longitudinale / production latérale) est de 0.46. Plus de la moitié des apports détritiques latéraux sont donc restés piégés dans le bief de la ravine. En revanche, si l'on intègre dans la chronique érosive l'épisode du 22 septembre 1992, le taux d'évacuation sédimentaire pour la même période s'élève alors à 2.1, traduisant un déstockage important et une forte reprise d'incision dans un héritage alluvial plus ancien.

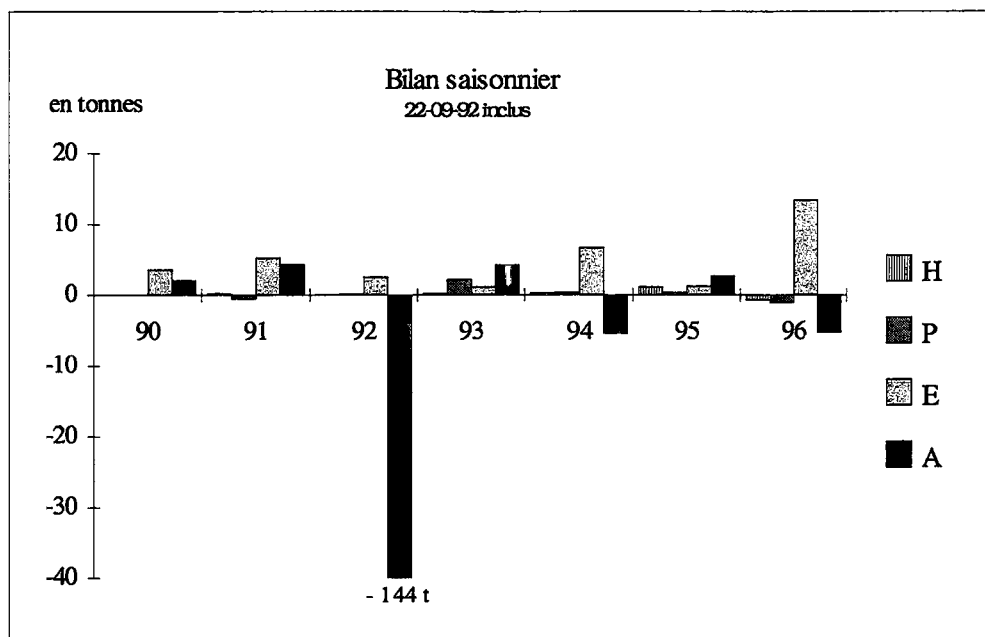


Figure 4 - Bilan sédimentaire saisonnier, production latérale - évacuation longitudinale

Discussion et conclusion

Les discontinuités spatio-temporelles qui contrôlent les flux détritiques donnent aux phénomènes de stockage-déstockage une place prépondérante dans le bilan sédimentaire de la ravine de l'Aubaret. Ce mécanisme à l'alternat avait déjà été mis en évidence sur les ravines granitiques de l'Airette, dans le massif cévenol du Lingas (Muxart et *al.* 1990). A l'Aubaret, la production latérale de sédiments est liée aux pluies de forte intensité à caractère orageux qui se produisent surtout en été et en automne. L'évacuation longitudinale est provoquée par des crues liées au débordement de la nappe de versant par exfiltration, et s'exerce essentiellement en automne.

A la différence de ce que Bufalo a constaté sur les ravines marnieuses élémentaires du BVRE de St Génis (1989), le budget de la ravine granitique de l'Aubaret ne s'équilibre pas sur un cycle annuel. Une dynamique de stockage, et donc de comblement, caractérise les années modales. Ce bilan s'inverse lorsque l'on intègre l'épisode pluvieux du 22 septembre 1992, et la ravine apparaît alors animée par une dynamique d'incision. Cet exemple illustre le rôle morphogénique majeur joué par les abats d'eau exceptionnels dans le fonctionnement des ravinelements granitiques en Cévennes, ainsi que sur la perception que l'on a de leur dynamique.

La vitesse d'érosion calculée pour l'ensemble de la période 1990-1996 diffère selon le fonctionnement morphodynamique retenu. Si l'on ne considère que la production latérale de sédiments, le taux de dégradation spécifique varie de 37 t/ha.an en année modale (soit un

taux d'ablation de 2.5 mm/an), à 50 t/ha.an (3.4 mm/an) en intégrant l'épisode de septembre 1992. En revanche, si l'on retient comme indicateur de l'érosion ravinante l'évacuation longitudinale des sédiments, la vitesse varie de 17 t/ha.an en année modale (1.2 mm de taux d'ablation), à 103 t/ha.an (7.1 mm/an) avec l'abat d'eau de septembre 1992. La valeur de 17 t/ha.an, qui exprime la vitesse de l'érosion ravinante en année modale, est sans doute la plus pertinente et la plus représentative pour entreprendre une comparaison avec des valeurs acquises sur d'autres sites.

Sur la ravine de la Combe, dans le massif granitique du Lingas, Muxart et *al.* (1990) ont calculé la vitesse moyenne d'érosion sur vingt ans (1963-1983), à partir des sédiments atterris en amont de petits barrages RTM. Ces auteurs aboutissent à un taux de dégradation spécifique de 23 t/ha.an, valeur analogue à celle obtenue à l'Aubaret. En revanche, sur les marnes noires des Alpes du Sud, les valeurs d'érosion proposées par différents auteurs s'échelonnent de 100 à 300 t/ha.an (Combes, 1981 ; Bufalo, 1989 ; Olivry et Hoorelbeck, 1990 ; Descroix, 1994 ; Mathys et *al.*, 1996). Les vitesses d'érosion mesurées sur les ravines granitiques cévenoles apparaissent ainsi plus lente d'un ordre de grandeur par rapport à celles qui sont obtenues sur les marnes noires sud-alpines. Compte tenu d'une érosivité pluviale beaucoup plus forte dans les Cévennes que dans les Alpes du Sud (Pihan, 1988), cette différence fondamentale met en évidence, ici, la primauté écrasante du contrôle lithologique sur le contrôle climatique.

Remerciements

Cette recherche n'aurait pu être réalisée sans le soutien et les infrastructures de terrain du GIS-BVRE Lozère, ni sans le concours financier du CNRS-UPRESA 6042. Ce travail doit beaucoup aux nombreuses discussions scientifiques échangées avec Cl. Cosandey. J.-F. Didon-Lescot a assuré le relevé et le traitement des données pluviométriques. Enfin, nombreux sont ceux qui m'ont apporté leur aide matérielle sur le terrain, lors des campagnes de mesures.

Bibliographie

- Bufalo M., 1989, L'érosion des Terres Noires dans la région du Buëch. *Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille III*, 230 p.
- Combes F., 1981, Le barrage de Seignon, un exemple de sédimentation, La gestion régionale des sédiments. *Séminaire de Propiano (Corse), Doc BRGM*, pp. 101-104.
- Cosandey Cl., 1993, Conséquences hydrologiques d'une coupe forestière, le cas du bassin de la Latte (Mont Lozère, France), *L'eau, la terre et les hommes*, M. Griselin éd., P.U.N., pp.355-363.
- Cosandey Cl., 1994, Formation des crues « cévenoles » dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Rev. Sc. de l'Eau*, 7, pp. 377-393.
- Descroix L., 1994 - L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud. *Thèse de Doctorat de l'Université Lumière-Lyon II*, 353 p.

- Didon-Lescot J.-F., 1996, Forêt et développement durable au Mont Lozère. Impact d'une plantation de résineux, de sa coupe et de son remplacement, sur l'eau et sur les réserves minérales du sol. *Thèse de Doctorat de l'Université d'Orléans*, 195 p.
- Mathys N., Brochot S., Meunier M., 1996, L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes-de-haute-Provence, France). *R.G.A.*, 2, pp. 17-27.
- Muxart T., Cosandey C., Billard A., Valadas B., 1987, Dynamique des versants et occupation humaine dans les Cévennes (Lingas). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, pp. 3-40.
- Muxart T., Cosandey C., Billard A., 1990, L'érosion sur les hautes terres du Lingas, *Paris, CNRS Mémoires et Documents*, 146 p.
- Olivry J.-C., Hoorelbeck J., 1990, Erodabilité des Terres Noires de la vallée du Buëch (France, Alpes du Sud). *Cahier ORSTOM Série Pédologie*, vol. XXV, n°1-2, pp. 95-110.
- Pihan J., 1988, L'érosivité des pluies en France. *Rennes, AURAU*, 201 p.
- Trzpit J.-P., 1980, La Méditerranée, un creuset d'humidité. *Méditerranée*, 4, pp. 13-28.
- Valadas B., 1984, Les hautes terres du Massif Central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. *Thèse de doctorat d'état de Université de Paris I*, 927 p.

Traçage isotopique d'une crue sur le bassin versant marneux du Laval

$\delta^{18}\text{O}$ water tracing of a flood event in the Laval marly basin

Vincent MARC* et Nicolle MATHYS**

* Laboratoire d'hydrogéologie, Avignon Faculté des Sciences,

33, rue Louis Pasteur 84000 Avignon.

Tél : 04.90.14.44.87 Fax : 04.90.14.44.89 Email : vincent.marc@univ-avignon.fr

** Cemagref, Grenoble, Domaine universitaire, BP 76 38402 Saint-Martin-d'Hères.

Tél : 04.76.76.27.67 Fax : 04.76.51.38.03 Email : nicolle.mathys@cemagref.fr

Résumé

Le traçage naturel des eaux à l'occasion d'une crue de printemps a été réalisé sur le bassin marneux du Laval (BVRE de Draix). Un échantillonnage sérié de la pluie permet de mettre en évidence la singularité du fonctionnement hydrologique de ce bassin, en particulier la mobilisation d'eaux préexistantes. En effet, en utilisant l'oxygène 18 comme traceur ($\delta^{18}\text{O}$ en ‰), il apparaît que le signal obtenu dans le ruisseau ne provient pas uniquement du dernier corps d'averse qui est pourtant le responsable direct de la montée des eaux. Pour expliquer l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau du ruisseau, il faut considérer l'influence des corps d'averses précédents. Ce fonctionnement implique la mise en mouvement retardée d'eaux résidentes, sur un bassin réputé imperméable. Par ailleurs, la diminution notable du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau du ruisseau quelques jours après la crue atteste de l'influence tardive des dernières fractions de pluie, plus négatives. Cette situation paradoxale doit bien sûr être confirmée, notamment en réalisant une reconnaissance des zones de sols et un échantillonnage des eaux s'écoulant à travers ces horizons.

Abstract

The water tracing of a spring flood event was carried out within the marly Laval basin (Experimental Network of Draix). A sequential sampling of rainwater enables to point out the special feature of the hydrological behaviour of this basin, especially the contribution of pre-event waters. By using oxygen-18 as a tracer ($\delta^{18}\text{O}$ in ‰), it is shown that the stream water labelling does not only come from the last portion of the rain even though it has induced the flood event. To explain the $\delta^{18}\text{O}$ evolution in the stream water, the impact of the previous portions of the rainwater has to be considered. This behaviour implies the delayed contribution of resident waters, in a well known impermeable basin. Moreover, the significant decrease of the stream water $\delta^{18}\text{O}$ a few days after the flood underlines the late influence of the more depleted last rainwater portions. Of course, these hydrological processes have to be confirmed, in particular by locating precisely the soil zones and sampling the waters flowing through these porous layers.

Introduction

Depuis le début des années 70, l'utilisation des isotopes stables de l'eau (principalement oxygène-18) est devenue très classique en hydrologie. Ce traceur, réputé conservatif car intrinsèque à la molécule d'eau, permet de définir l'organisation des écoulements au cours du temps et donc d'explicitier, voire quantifier le transfert des eaux sur un bassin. Cet outil a jusqu'à aujourd'hui été testé par de très nombreux auteurs et dans des conditions très variables de taille de bassin, de géologie et de climat (Pionke *et al.*, 1993 ; Eshelman *et al.*, 1993 ; Matsubayashi *et al.*, 1993 ; Jordan, 1994 ; Marc, 1995 ; Ribolzi, 1996).

Sur des bassins de taille réduite, l'interprétation hydrologique du traceur isotopique se heurte à l'évolution non négligeable de la concentration en oxygène-18 au cours de l'épisode pluvieux (Pionke and DeWalle, 1992). Afin de rendre compte de cette variation, il est souhaitable de réaliser un échantillonnage fractionné de la pluie (McDonnell *et al.*, 1990). Cette démarche a été adoptée pour le traçage isotopique de la crue du 19/05/1996 sur le bassin versant du Laval. L'échantillonnage sérié de l'épisode pluvieux est ici d'autant plus justifié qu'il s'agit d'un bassin marneux où l'on s'attend à observer un transfert très rapide des eaux.

1. Contexte hydrologique

La crue du 19/05/96 sur le bassin versant du Laval est consécutive à une pluie de 31.3 mm. Cette pluie est constituée de trois corps d'averse bien différenciés, de 9.4, 6.4, 15.5 mm respectivement. Les deux premières averses ne produisent qu'un écoulement relativement faible tandis que la troisième engendre une crue dont le débit de pointe atteint 7000 l/s (figure 1). Ainsi, le coefficient d'écoulement est de 30 % pour tout l'événement et de 52 % si on considère la crue principale et le dernier corps d'averse.

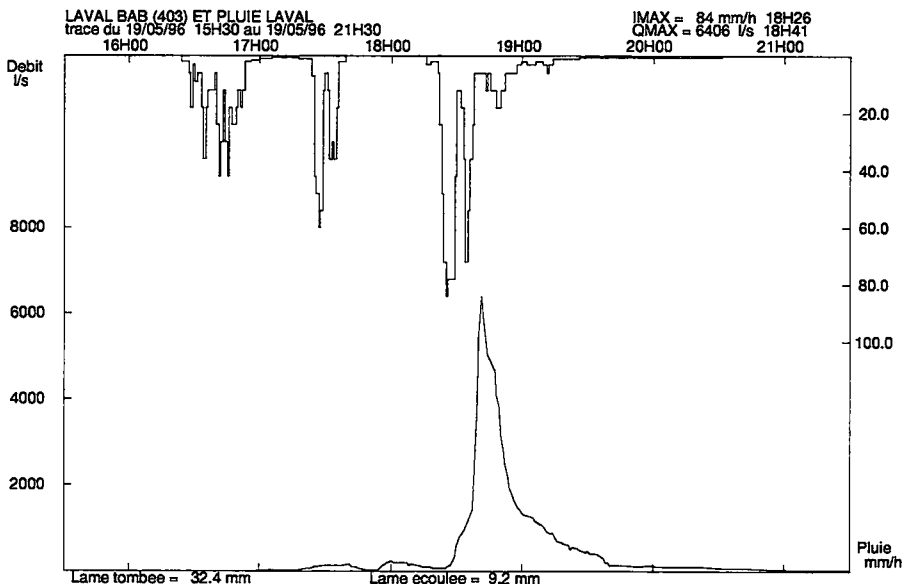


Figure 1 - Hydrogrammes des crues du 19/05

2. Caractéristiques isotopiques de la pluie

La pluie a été échantillonnée en 4 fractions à l'exutoire du bassin (tableau 1). Les trois premières fractions, responsables de la crue, correspondent à la pluie tombée entre le 19/05 à 6h40 et le 19/05 à 18h50. La dernière fraction de 6 mm représente les précipitations éparses qui ont suivi jusqu'au 20/05 à 6 h, alors que le ruisseau était en décrue.

$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	pluie (mm)
-5.72	10.4
-7.6	10.4
-7.87	10.4
-8.21	5.9

Tableau 1 - $\delta^{18}\text{O}$ des fractions pluvieuses entre le 14/05 et le 25/05

L'évolution du signal isotopique dans la pluie (figure 2) suggère que la perturbation était due au passage d'un front froid. La décroissance du $\delta^{18}\text{O}$ avec le temps au cours de l'épisode montre que les pluies proviennent d'une altitude de plus en plus élevée au fur et à mesure du passage du nuage (Fritz and Fontes, 1986). La valeur du $\delta^{18}\text{O}$ moyen de l'épisode ayant initié l'écoulement (3 premières fractions) est de -7,06 ‰.

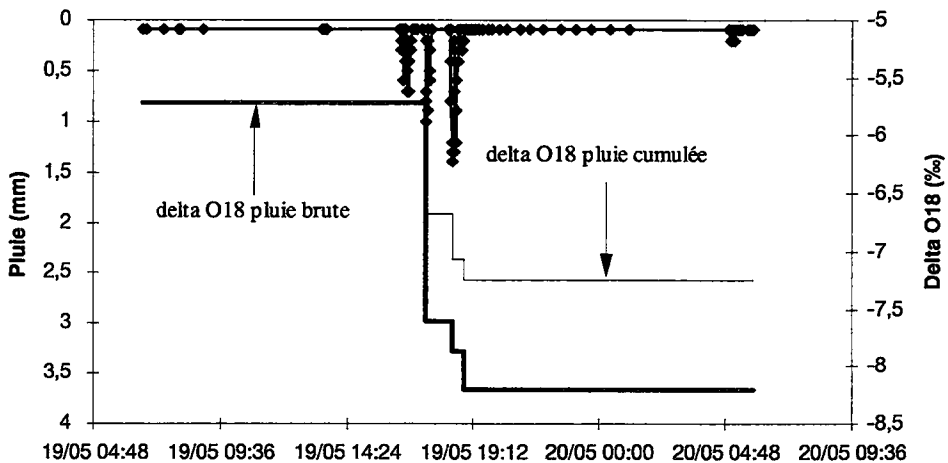
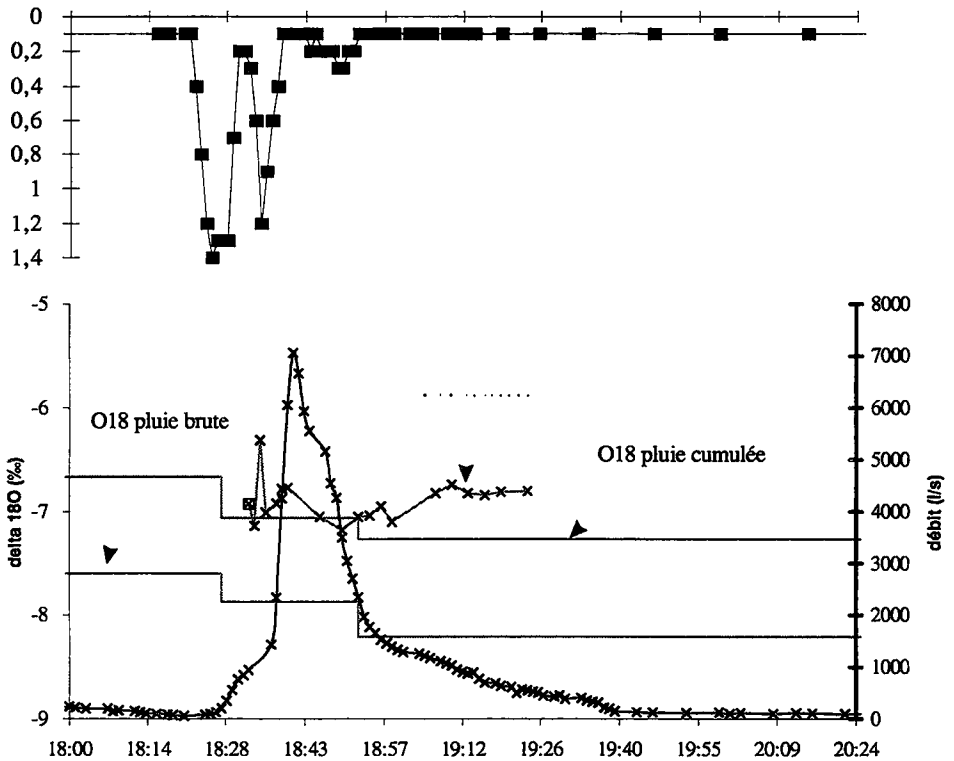


Figure 2 - Evolutions isotopiques de la pluie le 19/05 et le 20/05

3. Caractéristiques isotopiques de l'écoulement

Sur les 3 crues qui se sont succédées, seule la principale est échantillonnée. Il apparaît que le signal obtenu dans le ruisseau ne provient pas du dernier corps d'averse et ceci pour les raisons suivantes :

- les $\delta^{18}\text{O}$ dans le ruisseau sont de manière générale beaucoup plus élevés que ceux mesurés dans les dernières fractions de pluie ;
- en décrue, le $\delta^{18}\text{O}$ remonte dans le ruisseau et s'éloigne à la fois du marquage de la pluie et des valeurs de basses eaux (-8,15 ‰ au 14/05 et -7,41 ‰ au 25/05) ;
- le $\delta^{18}\text{O}$ moyen de l'écoulement est de -6,92 ‰, valeur sensiblement identique au $\delta^{18}\text{O}$ moyen de la pluie (-7,06 ‰).



Le comportement du traceur dans l'eau du ruisseau est une représentation de la variabilité du signal dans la pluie. Un échantillonnage de la pluie à un pas de volume plus fin aurait été nécessaire ici pour reconstituer précisément le marquage des eaux d'écoulement.

L'évolution des $\delta^{18}\text{O}$ pendant la crue montre donc que tout l'épisode pluvieux participe à l'écoulement, ce qui implique une contribution des fractions de pluie antérieures (heures précédentes). Les premiers corps d'averse permettent seulement l'humectation du milieu et ne produisent pas de débit. Le bassin jouant son rôle intégrateur, le mélange entre les fractions est assez homogène. Ainsi, quand l'humidification du bassin devient suffisante pour que l'écoulement soit important dans le ruisseau, les eaux proviennent du mélange entre ces premières pluies mises en mouvement et le dernier corps d'averse. Avec une situation favorisant le ruissellement, le transfert des eaux devient très rapide et le mélange moins efficace. Ceci concerne essentiellement la troisième fraction de pluie. De ce fait, lorsque la décrue s'amorce, un ressuyage des horizons de sols, où la proportion des premières fractions de pluie est plus importante, est mis en évidence par la remontée des $\delta^{18}\text{O}$. Il faut noter que le 25/05 (6 jours après la crue), le $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau du ruisseau est de -7,41 ‰, ce qui atteste de l'influence tardive des dernières fractions de pluie, plus négatives.

Conclusions

Sur le bassin du Laval, recouvert par des marnes, le traçage isotopique d'une crue de printemps révèle la diversité des processus de transfert mis en jeu. Nulle eau préexistante avant la crue ne semble contributive à l'écoulement mais la participation des fractions successives de l'épisode pluvieux s'organise en fonction de l'état hydrique du bassin. De cette façon, les deux premières fractions arrivent tardivement à l'exutoire (transfert assez lent) tandis que la troisième y parvient en quelques minutes. Cette eau est évacuée rapidement par ruissellement et, lorsque la pluie s'arrête, le bassin restitue tout naturellement une plus forte proportion d'eau plus ancienne de quelques heures. Quelques jours plus tard, le marquage des eaux d'écoulement se montre influencé par les dernières fractions de pluie, plus appauvries. Il existe donc un autre type de transfert, plus long, impliquant une circulation plus profonde.

Ce fonctionnement appelle quelques questions. La mobilisation en crue des eaux préexistantes peut-elle s'expliquer par un écoulement de subsurface ? (Peut-on parler de l'existence de sols ?) Comment se réalise la restitution en décrue et basses eaux ? Existe-t-il des zones privilégiées pour l'infiltration ?

Compte tenu de ces interrogations et des premiers résultats, il semble intéressant de poursuivre l'investigation isotopique sur ce petit bassin afin de confirmer et de préciser ce comportement. Pour affiner l'analyse et quantifier les flux, il est nécessaire de travailler sur un épisode pluvieux bien différencié des eaux d'écoulement pré-crue (1^{ère} crue après la fonte des neiges, par exemple) et de prélever les fractions de pluie à un pas de volume plus fin. Une reconnaissance des zones de sols et l'installation d'un système de prélèvement d'eau peuvent être envisagées.

Bibliographie

Eshleman K.N., Pollard J.S. et Kuebler O'Brien A., 1993, Determination of contributing areas for saturation overland flow from chemical hydrograph separation. *Wat. Res. Res.*, 29, 10 : 3577-3587.

Jordan J.P., 1994, Spatial and temporal variability of stormflow generation processes on a Swiss catchment. *J. Hydrol.*, 153 : 357-382.

Jouzel J., 1986, Isotopes in cloud physics: multiphase and multistage condensation processes. In *Handbook of environmental isotope geochemistry, The terrestrial environment*, Vol. 2 : 61-112, P. Fritz and J.Ch. Fontes Editors.

Marc V., 1995, Etude de la relation pluie-débit sur bassin versant en climat méditerranéen par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau (Réal Collobrier, massif des Maures, Var). *La Houille Blanche*, n°8, 22-27.

Matsubayashi U., Velasquez G.T. et Fusetsu T., 1993, Hydrograph separation and flow analysis by specific electrical conductance of water. *J. Hydrol.*, 152 : 179-199.

Mc Donnell J.J., Bonell M., Stewart M.K. et Pearce A.J., 1990, Deuterium variations in storm rainfall. Implications for stream hydrograph separation. *Wat. Res. Res.*, 26, 3 : 455-458.

Pionke H.B. et Dewalle D.R., 1992, Intra- and inter-storm ^{18}O trends for selected rainstorms in Pennsylvania. *J. Hydrol.*, 138 : 131-143.

Pionke H.B., Gburek W.J. et Folmar G.J., 1993, Quantifying stormflow components in a Pennsylvania watershed when ^{18}O input and storm conditions vary. *J. Hydrol.*, 148 : 169-187.

Ribolzi O., 1996, Etude des mécanismes de genèse des crues par le traçage naturel (chimique et isotopique) sur un bassin versant méditerranéen cultivé (Roujan, Hérault, France). *Thèse doct.*, Aix-Marseille III, 191 p.

Dynamique sédimentaire d'un petit fleuve côtier du Piémont pyrénéen soumis à un climat océanique

Sediment fluxes of a small pyrenean coastal river under oceanic climatic conditions

E. MANEUX, O. CLEMENT**, X. CHARRITON**, J. DUMAS** et L. BARRIERE***

** DGO – UMR CNRS EPOC 5805, Université Bordeaux I,*

Avenue des Facultés, 33405 Talence cedex

Fax :05 56 84 08 48 ; E-mail : maneux@geocean.u-bordeaux.fr

*** Station Hydrobiologique, INRA, 64310 St-Pée sur Nivelle*

Fax : 05 59 54 51 52 ; E-mail : clement@st-pee.inra.fr

Résumé

Un suivi à haute fréquence (12 prélèvements d'eau par jour) des Matières en Suspension a été mis en place sur un petit fleuve côtier montagnard des Pyrénées Atlantiques, la Nivelle. Si les résultats ainsi obtenus confirment l'impact des crues en terme de contribution au flux annuel de MES (62 %), ils permettent surtout une quantification précise des flux : 16 500 t/an, soit une charge spécifique de 70 t/km².an. Ce résultat fiable, acquis lors d'une année sèche, permet néanmoins de préciser la contribution aux flux de MES à l'océan Atlantique des petits fleuves côtiers montagnards et permet de préciser dans le cadre d'une étude régionale la dynamique des MES pour un bassin versant amont pyrénéen.

Abstract

A monitoring of Transported Suspended Matter (TSM) was conducted for a small mountainous and coastal river of the Pyrénées, the Nivelle river. The high sampling frequency (12 samples per day) allowed a good estimation of flood suspended loads which were about 62 % of the annual sediment discharge : 16,500 t/year, i.e. a specific yield of 70 t/km².year. These reliable results for a dry period allowed us to assess the contribution of small mountain rivers to the sediment fluxes into the Bay of Biscay.

Introduction

L'étude des flux de matière des continents aux océans est une préoccupation majeure pour la compréhension des cycles globaux et de l'évolution du climat. Les études climatiques globales basées sur des techniques de modélisations (Global Climate Models, GCMs) nécessitent en premier lieu, l'acquisition de base de données importantes et de bonne qualité. Ainsi, l'étude des processus d'érosion et de transport des sédiments dans les bassins versants nécessite une connaissance parfaite de l'hydrologie des cours d'eau et un suivi régulier des paramètres géochimiques. Dans les pays occidentaux, la plupart des grands bassins versants sont correctement équipés et les flux de sédiments de ces grands fleuves sont relativement bien connus.

Ainsi, à l'échelle régionale du bassin Adour-Garonne, des travaux antérieurs ont permis d'estimer les flux de Matières En Suspension (MES) : $2.2 \cdot 10^6$ t/an (Veyssy et al., 1996) en moyenne pour la Garonne et $0.24 \cdot 10^6$ t/an pour l'Adour (Snoussi et al., 1990).

Par ailleurs, de 1995 à 1997, le réseau 'Classes Eco-fleuves' a permis d'acquérir une base de données sur les MES pour une cinquantaine de sous bassins versants de 400 km^2 à $53\,000 \text{ km}^2$. Cette base de données permet de décrire les variations géographiques des flux de MES et les variations d'intensité des processus d'érosion / transport dans les bassins versants Adour, Dordogne et Garonne (Maneux, 1998).

Néanmoins, sur la façade Atlantique des Pyrénées, de petits fleuves côtiers montagnards tels que la Nive, la Nivelle, la Bidassoa, participent aux échanges de matières entre le continent et l'océan mais leur importance au niveau régional est peu ou mal connue. Pourtant à l'échelle globale, Milliman et Syvitsky (1992) ont montré l'importance des petits fleuves côtiers des marges actives ou de massifs alpins.

Ainsi, un protocole de mesure à haute fréquence des flux de MES a été mis en place sur la Nivelle, afin de préciser la dynamique sédimentaire et la quantification des processus d'érosion / transport dans un bassin montagnard des Pyrénées Atlantiques. Ce travail a été réalisé grâce à la station hydrobiologique INRA de St-Pée sur Nivelle dans le cadre d'une recherche du GIP Hydrosystème pour la modélisation stochastique du cycle biologique du saumon (Dumas et Darolles, 1996) dont la dynamique hydro-sédimentaire est un paramètre (De Maisonneuve et al., 1997).

1. Site d'étude et protocole d'échantillonnage

La Nivelle draine le piémont pyrénéen et se jette dans la baie de St-Jean de Luz (Océan Atlantique). La superficie du bassin versant est de 238 km^2 et les altitudes sont comprises entre 0 et 932 m. Le bassin versant est composé pour l'essentiel de flysch, de schistes et de grès argileux. Ce bassin versant est soumis à un climat océanique (pluviométrie de $1\,700 \text{ mm/an}$ à St-Pée/Nivelle à plus de $2\,000 \text{ mm/an}$ en altitude, orage fréquents avec des intensités de pluie de plusieurs dizaines de mm/j) propice au déclenchement de crues importantes et parfois catastrophiques.

Le suivi des flux de MES est réalisé à St-Pée sur Nivelle à la station d'hydrobiologie de l'INRA (Fig.1). Le débit moyen annuel à la station de Zaldubia est de $6.4 \text{ m}^3/\text{sec}$ pour la période 1969-1994. La superficie du bassin versant étudié est de 165 km^2 . Deux protocoles d'échantillonnage de MES ont été mis en place : un préleveur automatique SIGMA 800SL permet un échantillonnage à haute fréquence (12 échantillons par jour) et la turbidité est

mesurée en continu. Les concentrations en MES sont obtenues par filtration de l'eau sur filtre Whatman GF/F d'une porosité de 0.45 μm .

Les débits utilisés pour les calculs de flux sont mesurés par les services d'hydrologie générale de la DIREN Midi-Pyrénées. Les données utilisées sont les débits instantanés toutes les 30 minutes.

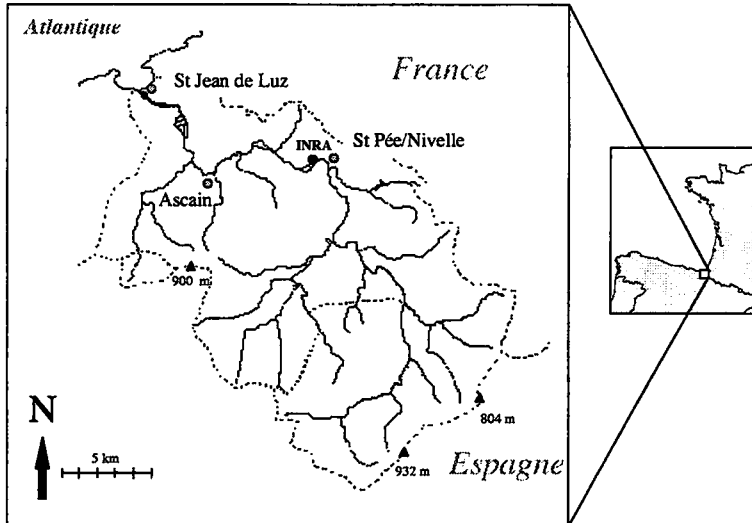


Figure 1 - Le Bassin versant de la Nivelle et le site de prélèvement

2. Résultats

Tous les échantillons d'eau prélevés ne sont pas utilisés. Les échantillons filtrés sont sélectionnés en fonction des variations de débit instantané et de la turbidité. Ainsi, les 12 échantillons par jours sont conservés pour les périodes de crue alors qu'un seul échantillon est utilisé lors des étiages prolongés (Fig. 2).

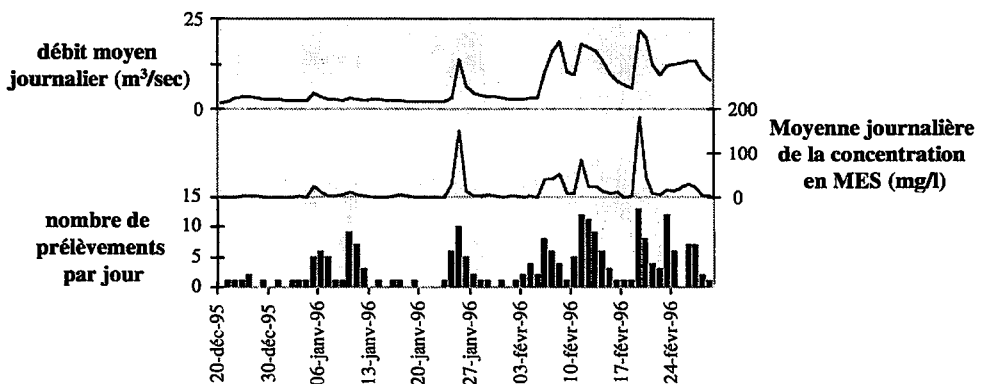


Figure 2 - Concentration moyenne en MES calculée à partir d'un nombre d'échantillons variable fonction des variations instantanées de débit (limnigramme) et de turbidité

Les concentrations en MES observées de décembre 1995 à novembre 1996 descendent jusqu'à 0.2 mg/l en étiage (le 01/12/95, 0.8 m³/sec) et montent à plus de 2000 mg/l en période de crue (le 27/7/96, 2730 mg/l pour 98 m³/sec). La section où sont réalisés les prélèvements a été testée. Trois opérations de reproductibilité ont été réalisées lors de deux petites crues de février 96. Une homogénéité satisfaisante des concentrations en MES a été observée (écart type inférieur à 5 %), néanmoins pour des concentrations moyennes inférieures à 50 mg/l.

2.1. Corrélations MES / Débit

La concentration en MES est corrélée avec le débit et la turbidité, mais ces corrélations sont essentiellement fiables pour chaque événement de crue pris individuellement.

Afin d'identifier les différents pics de crue, nous avons utilisé les trois critères suivants :

- l'augmentation maximum du débit (dQmax) doit dépasser 2 m³/sec en une heure ;
- le débit instantané maximum doit être au moins deux fois supérieur au débit initial (niveau de base avant la crue) ;
- le débit instantané maximum doit être supérieur au débit moyen annuel (6.4 m³/sec).

A l'aide de ces trois critères, 23 crues ont été identifiées avec des débits instantanés maximum compris entre 7 m³/sec et 98 m³/sec. Néanmoins, il n'existe pas de relation nette entre le débit maximum d'une crue et la concentration maximum en MES observée.

Par contre, il existe une corrélation entre la concentration maximum en MES (MESmax) et l'augmentation horaire maximum du débit (dQmax) observés pendant une crue (Fig. 3), si on différencie les crues d'hiver (mai à septembre) des crues d'été (octobre à avril). Cela met en évidence une réponse du bassin versant différente en terme d'érosion en fonction des saisons.

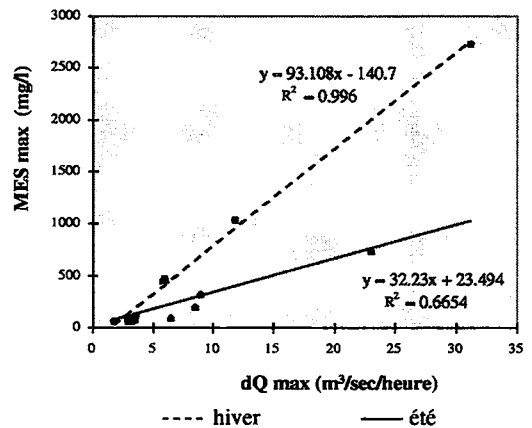


Figure 3 - MES maximum versus augmentation du débit

2.2. Calcul des flux de MES

Le calcul des flux est réalisé toutes les 30 minutes. En effet, la connaissance des débits instantanés toutes les 30 minutes et de la concentration en MES toutes les deux heures permet de calculer des flux quasi instantanés. Les concentrations en MES sont interpolées

toutes les 30 minutes entre deux prélèvements afin de calculer un flux instantané toutes les 30 minutes (Fig. 4).

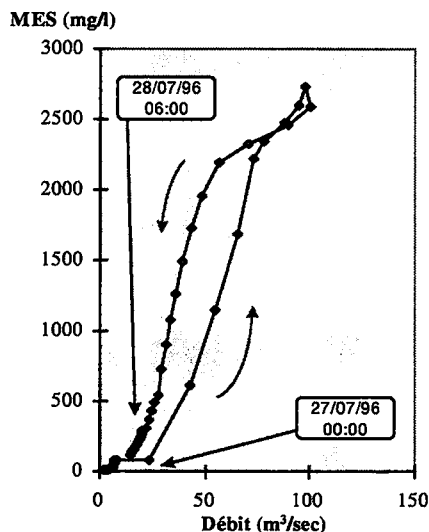


Figure 4 - Hystérésis de crue du 27/7/96
Pas de temps 30 minutes

Ainsi, le calcul des flux en crue est d'une grande fiabilité. Les 23 crues identifiées précédemment ont exporté de 10 à 4 540 tonnes de MES sur une durée de 24 à 48 heures. Les flux journaliers en période de crue sont donc compris entre 10 et 2 270 tonnes par jour.

Les 23 crues identifiées ont transporté près de 7 000 tonnes de MES.

Ainsi, le flux annuel de MES sur la Nivelle (station de Zaldubia) a été estimé à 11 335 t/an, soit une charge spécifique de 70 t/km².an pour un volume d'eau de 145.10⁶m³.

3. Discussion

Le mode d'échantillonnage mis en place à la station INRA de St-Pée sur Nivelle permet de connaître les flux de MES avec une grande précision, rendant compte d'événements courts et de grande intensité. Compte tenu de la taille et du caractère montagneux du bassin versant, ce protocole d'échantillonnage permet de limiter au maximum le risque de surestimation ou de sous estimation pour des fréquences de prélèvements mal ou peu adaptées aux conditions hydrologiques (Meybeck, 1994 ; De Vries et Klavers, 1994).

Ainsi, les flux sédimentaires de chaque crue sont précis et permettent de quantifier l'importance des crues dans le bilan annuel. Près des deux tiers des sédiments exportés le sont pendant les crues. De plus, la crue du 27/7/96, la plus importante de l'année étudiée, a transporté 40 % (4 540 t/j le 27/7/96) du flux annuel total (Fig. 5). Cette dernière crue d'un point de vue statistique a approché le débit instantané d'une crue biennale (soit 100 m³/sec le 27/7/96 à 16h30 pour 115 m³/sec pour une crue biennale).

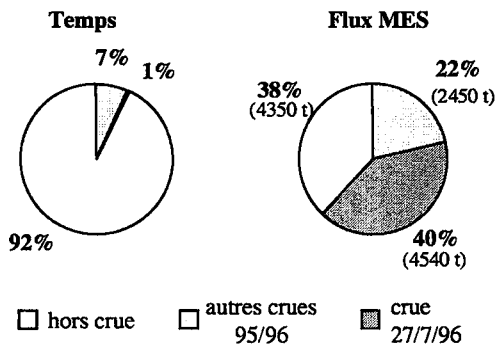


Figure 5 - Réprésentativité annuelle des crues en temps et en masse.

Néanmoins, le débit moyen journalier de cette crue a été de $30 \text{ m}^3/\text{sec}$ alors que le débit moyen journalier d'une crue biennale est de $53 \text{ m}^3/\text{sec}$. Les estimations de flux annuel et de charge spécifique présentées ici sont donc des valeurs minimales d'une période sèche. Nous pouvons néanmoins extrapoler ces valeurs à l'ensemble du bassin versant de la Nivelle afin d'estimer la quantité de sédiments exportés vers l'océan. Ainsi la Nivelle exporterait dans les années sèches environ $16\,500 \text{ t/an}$ pour une charge spécifique, de $70 \text{ t/km}^2.\text{an}$. Cette dernière valeur est supérieure à celles des principaux fleuves de la région. La Garonne, qui pourtant draine les Pyrénées et les Cévennes, présente une charge spécifique moyenne de $44 \text{ t/km}^2.\text{an}$ (Veysy et al., 1996). Par contre, les fleuves de la chaîne Cantabrique semblent présenter des charges spécifiques supérieures allant de 40 à $340 \text{ t/km}^2.\text{an}$ (Uriarte, 1992).

Ces résultats semblent confirmer les résultats de Milliman et Syvitsky (1992). Ces auteurs ont montré que dans un bilan de masse régional ou global, il ne fallait pas négliger les petits fleuves côtiers ($<10\,000 \text{ km}^2$) qui drainent néanmoins 20 % des terres émergées, notamment ceux des marges actives et montagneuses (Fig. 6).

Ainsi, à l'échelle du Golfe de Gascogne, les flux des principales rivières sont bien connus contrairement à la contribution des apports de sédiments par les petits fleuves côtiers des Pyrénées Atlantiques (Nivelle, Nive) ou de la chaîne Cantabrique Espagnole.

Nos travaux sur les rivières françaises montrent, pour une période d'étude sèche, des taux d'érosion supérieurs à ceux, moyens, de l'Adour (Snoussi et al., 1990) et de la Garonne

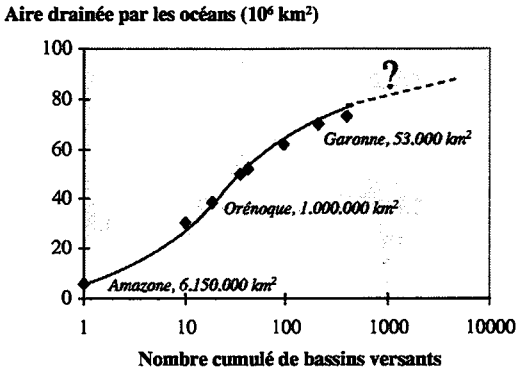


Figure 6 - Aires drainées cumulées par ordre décroissant des bassins versants (d'après Milliman et Syvitsky, 1992)

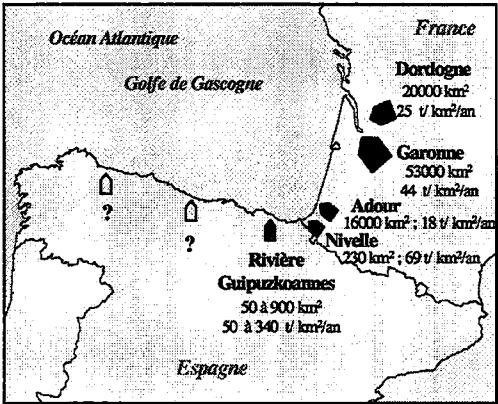


Figure 7 - Charge spécifique de fleuves du sud du Golfe de Gascogne.

et de la Dordogne (Veysy et al., 1996) (Fig. 7). Concernant les versants espagnols, il existe peu d'information. Une étude sur cinq rivières (de 50 à 850 km^2) du Pays Basque Espagnol, bien que réalisée avec un échantillonnage bimensuel, montre des taux d'érosion supérieurs à ceux observés en France à ce jour : de 40 à $340 \text{ t/km}^2.\text{an}$ (Uriarte, 1992).

Une première estimation des apports de tous ces petits fleuves à l'échelle régionale est réalisable en approximant le taux d'érosion moyen à 100 t/km².an pour une superficie drainée approchant les 10 000 km². Le flux annuel de sédiment est alors de 10⁶ t/an, soit la moitié du flux moyen de la Garonne.

Conclusion

La mise en place d'un suivi à haute fréquence des MES a permis l'observation, pour un petit bassin versant de 238 km², du transport de sédiment en crue avec une résolution temporelle satisfaisante. Ce travail, réalisé sur une période relativement sèche, permet de mieux connaître la dynamique sédimentaire d'un bassin typique de l'amont de l'Adour et complète une étude régionale en permettant la description précise de la dynamique des flux dans un bassin versant amont non équipé en retenue ou barrage pouvant piéger les sédiments (Maneux., 1998). La base de donnée sur les MES est également nécessaire à l'étude du colmatage des frayères du Saumon (De Maisonneuve et al., 1997).

Enfin, bien que les apports à l'océan de ce petit fleuve soient relativement faibles, en comparaison des apports de l'Adour, de la Dordogne et de la Garonne, l'ensemble de ces petits fleuves côtiers des versants atlantiques des Pyrénées et de la chaîne Cantabrique contribue significativement aux apports de sédiment au Golfe de Gascogne.

Bibliographie

De Maisonneuve L., Clément O., Maneux E. et Dumas J., 1997, Evaluation des risques de colmatage du lit mineur d'une rivière dans une optique de gestion des ressources aquatiques vivantes. *Séminaire 'Les bassins versants expérimentaux de Draix laboratoire d'étude de l'érosion en montagne'*, Cemagref, 22-24 octobre 1997, Draix-Digne, pp. 211-221

De Vries A. et Klavers H.C., 1994, Riverine fluxes of pollutants: monitoring strategy first, calculation methods second. *European Water Pollution Control*, 4, 12-17.

Dumas J. et Darolles V., 1996, Qualité des frayères et survie embryolaire du saumon dans la Nivelle. *Compte rendu du séminaire de l'AIP*, 26-27 nov. St Pée sur Nivelle.

Maneux E., 1998, Erosion mécanique des sols et transports fluviaux de matières en suspension : application des Systèmes d'Information Géographique aux bassins versants de l'Adour, de la Dordogne et de la Garonne. *Thèse de l'Université Bordeaux I*, n° 1897, à paraître.

Meybeck M., Pasco A. et Ragu A., 1994, Etablissement des flux polluants dans les rivières : pourquoi, comment et à quel prix. *Etude Inter-Agences*, n°28.

Milliman J.D. et Syvitski J.P.M., 1992, Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *J. of Geology*, 100, 525-544.

Snoussi M., Jouanneau J.M. et Latouche C., 1990, Flux de matières issues de bassins versants de zones semi-arides (bassin du Sebou et du Souss, Maroc). Importance dans le bilan global des apports d'origine continentale parvenant à l'océan mondial. *J. African Earth Sciences*, 11, 43-54.

Uriarte A., 1992, Estudio de la dinamica sedimentaria sobre la plataforma continental vasca. Aportes fluviales de sedimento de los rios Guipuzcoanos. *Sutria 17*, n° 26.

Veyssy E., Colas C., Etcheber H., Maneux E. et Probst J.L., 1996, Transport fluviaux de carbone organique par la Garonne à l'entrée de l'estuaire de la Gironde. *Bull. des Sciences Géologiques*, 49, 1-4, 127-153.

Rainfall simulations and soil temperature measurements at steep marly slopes in the Draix Experimental Research Basin

Simulations de pluie et mesures de température du sol sur des fortes pentes dans les bassins versants expérimentaux de Draix

**D.J. Oostwoud Wijdenes, ** P. Ergenzinger*

** Catholic University of Leuven, Laboratory for Experimental Geomorphology
Redingenstraat 16 - B 3000 Leuven*

Tel : +32 16.23.64.14 ; Fax : +32.16.32.64.00 ; E-mail : dirk.oostwoud@geo.kuleuven.be

*** Freie Universität Berlin, Berlin Environmental Research Group*

Grunewaldstrasse 35 - D 12135 Berlin

Tel : +49.30.83.84.855 ; Fax: +49.30.83.84.842 ; E-mail : perg@gauss.geog.fu-berlin.de

Abstract

The Draix Experimental Research Basins (Draix ERB) near Digne, Haute-Provence, are developed into highly unstable Jurassic marine black marls (Oxfordien), and as such representative for extensive areas in the French Alps. The catchments are presently prone to intense erosion causing high sediment loads in rivers, reservoirs and estuaries and leading to a badland type topography.

Experiments were carried out with the use of a large rainfall simulator to increase our understanding of the qualitative and quantitative processes which generate and transport sediment to the streams.

Erosion occurred mainly by miniature debris flows (MDFs), hyperconcentrated flows and concentrated overland flow (rill flow). MDFs occurred frequently and contributed at least 50% of the sediment to the stream during the experiments. Initiation of visco-plastic flows was related to the second layer in the regolith, which contained highly weathered aggregates. The aggregates collapse very quickly in response to wetting. When the liquid limit is reached at approximately 29% moisture content, a flow can develop. About 8 mm of infiltration was required to initiate a flow, which occurred especially where basal support was lacking.

Micro-meteorological measurements showed frequent freeze-thaw cycles over the winter. By this process the regolith was rebuilt and its surface smoothed. Rills completely disappeared because of the associated frost heave.

The study demonstrates that the high sediment yields could be sustained by a combination of frost action and miniature debris flows, which may be typical for many sub-alpine Mediterranean environments. Possible changes in average winter temperature could drastically change the sediment budgets for such catchments.

Résumé

Situés sur des marnes du callovo-oxfordien (les Terres Noires) les bassins expérimentaux de Draix (Haute-Provence) sont représentatifs des terrains rencontrés dans les Alpes françaises. Les bassins sont sujets à de fortes érosions entraînant une forte teneur en sédiments des rivières, retenues et estuaires et conduisant à une topographie de type badland.

Afin de mieux appréhender les processus de génération et de transport des sédiments vers les torrents une série d'expériences avec un simulateur de pluie ont été menées.

L'érosion provient essentiellement du ruissellement de l'eau sur le sol sous la forme de laves torrentielles, d'un écoulement concentré ou d'écoulement de surface. L'érosion sous forme de mini laves torrentielles est la plus fréquente et a contribué à un minimum de 50 % du transport des sédiments au cours des expériences.

L'amorce d'un flux visco-plastic a lieu dans la deuxième couche du régolithe qui contient des agrégats fortement érodés. Au contact de l'eau ces matières se désagrègent très rapidement. Quand la limite de liquidité est atteinte, pour un taux d'humidité voisin de 29 %, un écoulement.

Les mesures météorologiques sur le site ont mis en évidence des cycles gel-dégel au cours de l'hiver. Ainsi le régolithe est régénéré et sa surface est égalisée. Les soulèvements dus au gel font disparaître les rigoles.

L'étude montre que la forte production de sédiments peut être alimentée par du gel combiné avec de mini laves torrentielles qui sont typiques de nombreuses régions méditerranéennes subalpines. Des changements de la température moyenne d'hiver peuvent très largement altérer le bilan de tels bassins.

Introduction

High sediment inputs to rivers in the upper parts of their drainage systems can cause serious problems with sedimentation of reservoirs, rivers or estuaries downstream. The size of areas which deliver most of the sediment load to a river may only be a fraction of its total drainage area. Bryan and Campbell (1986), for example, report that 60 % of the sediment load in the Red Deer river in Alberta, is derived from 2 % of its drainage area. Reducing the sediment load of rivers can therefore only be successful if the sediment source areas are identified and their sediment delivery ratio lowered. This requires an understanding of the erosional system of these areas in terms of the type of processes by which sediment is mobilized and of the factors which control its temporal and spatial variability. With this

knowledge mathematical models can be developed which can be used to predict the amount of erosion, and to evaluate the impact of various conservation measures.

In the basin of the Durance river and its tributaries, which drains large parts of the south-western Alps, problems with excessive sediment loads are caused by the extremely high erosion rates of the Black Marl (Terres Noires) formations. These instable deposits, dating from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous, surface at many places and have locally changed the landscape into a badland type of topography.

Within the framework of the EROSLOPE project, the Cemagref based in Grenoble, has been measuring sediment yields from four catchments in black marls in the Draix area in order to model the sediment outputs. Variation in sediment yield due to the dynamics of sediment production and sediment transport within the catchments themselves can cause significant scatter in the relationship between rainfall and sediment yield. Detailed information on the sediment production and delivery from the slopes was lacking. One reason for this deficiency is the problem of monitoring and sampling on steep slopes during rainfall events. Another reason is the unpredictability of the rainstorms themselves. Cemagref has dealt with this problem by installing automated sediment-sampling equipment at the outlet of a very small catchment, "Roubine" (Cemagref, 1988). This provided valuable data on the sediment yield characteristics on a storm-to-storm basis.

This paper reports on another approach, which enables access to the slopes during controlled rainfall. For this purpose quasi-natural experiments were carried out with the use of a large rainfall simulator. The field experiments were supplemented with detailed physico-chemical laboratory analyses of the regolith material to explain its structural degradation under rainfall. The very high sediment yields measured by Cemagref also poses the question about the sediment availability and weathering of the marls. The paper concludes with some results of temperature measurements in the regolith.

1. Description of the research area, materials and its response to rainfall

The Draix Erosional Research Basins (Draix ERB) are located 12 km north-east of the town of Digne, Alpes-de-Haute-Provence. A more detailed description of the lithology, vegetation and climate is given elsewhere (Cemagref 1988, Oostwoud Wijdenes and Ergenzinger 1997)

The area shows many characteristics of a badland topography, i.e., short, steep, and highly dissected slopes which are mostly devoid of vegetation. Ongoing research by the Cemagref Grenoble has shown the dramatic hydro-sedimentologic response of the basins to rainfall. Hyperconcentrated streamflow has been regularly observed in the Draix ERB. Measured sediment yields from the 86 ha, third order Laval basin are as high as 130 to 160 Mg ha⁻¹ y⁻¹ (Cemagref 1988, Borges et al. 1994), which translates into a minimum overall denudation rate of 10 to 20 mm y⁻¹. Equally high rates are reported by Olivry and Hoorelbeck (1990) for other black marl catchments in the region. Thus the combination of an infrequent, flash-flood discharge regime, high sediment inputs from the slopes and the absence of large floodplain storage areas, promotes sediment transport in the torrents as hyperconcentrated flows.

Considering the fact that still part of the sediment may be (temporary) stored within the catchments, erosion on the slopes can be significantly higher than 10 to 20 mm y^{-1} . This may seem surprising, since the regolith is only 10 to 20 cm deep on most places. Within this regolith, many linear, shallow incisions occur, most of which disappear in winter by frost action (cf. Schumm 1956). With regard to the high sediment yields and the thin weathering layer, the question arises whether these rills can be such extremely efficient conveyers of sediment to the streams that hyperconcentrated streamflow occurs or that other processes such as mass movements, or in-channel and near-channel storage supply the bulk of the sediment during storms. Briem (1988), working on black marls 50 kilometres to the north, suggested that in the winter loose shards accumulate in large rills and small gullies, after which they are flushed away with the first rains by overland flow. Such large rills as described by Briem (1988) are not very common in the Draix ERB, however filling up of the rills and subsequent flushing may occur on some slopes.

2. Regolith properties

Samples for physical and chemical laboratory analyses were collected close to the experimental sites from two contrasting slope profiles, including a dip and a face slope. The bedding planes dip at an angle of 35° , with a strike of 358° . Within the regolith four morphologically different layers were identified (for physico-chemical analyses see (Oostwoud Wijdenes and Ergenzinger, 1997) :

0 - 0.3 cm	thin platy fragments 2 - 3 mm thick , c - axes up to 3 cm long, mixed with mostly structureless marl fragments,
0.3 - 3 cm	aggregates, c and b - axes up to 3 cm, consisting of a mixture of reworked marls and unweathered marl fragments, angular blocky, very porous, this layer is locally thinner,
3 - 10 cm	marl fragments 1 cm thick, c and b - axes up to 4 cm, slightly weathered,
10 - 20 cm	coarse marl fragments 2 cm thick, c - axes up to 12 cm, loosened material which gradually merges into unweathered marls.

Aggregate stability tests showed that the aggregates in the second layer are extremely instable. They rapidly disintegrate when submerged in distilled water while the water remains clear. This is an indication for slaking rather than for dispersion. Slaking is the process of breakdown resulting from increasing air pressures within the aggregate following rapid infiltration. Dispersion occurs when the clay particles repel each other due to the expanding diffuse double layers upon wetting. This would produce a milky colouring of the water surrounding the aggregate. Such colouring only occurred when the water was mechanically disturbed.

The Liquid Limit marks the water content (gravimetric) above which the material starts to behave as a fluid. A value of about 29 % was found for a mixture of the upper 10 cm, which is relatively low (Selby 1993) and could be reached during rainstorms that saturate this layer.

The clay minerals consist of kaolinites, illites and smectites, however, swelling of the clay is moderate.

3. Research methodology

3.1. Rainfall simulations

Since the occurrence of rainfall events is typically unpredictable it was decided to carry out experiments with the use of simulated rainfall. The simulator which covered the complete length of the experimental slope sections (max. 12m) is described elsewhere (Oostwoud Wijdenes and Ergenzinger 1995, 1997).

Three slopes were selected for experiments, close to the mouth of a ravine which discharged into the Bouinenc river. Characteristics of the plots and experiments are shown in table 1.

Year	OF/RF*	EXP. Nr.	Slope code and slope type	Average Slope Angle	Plot Dimensions (m)	Intensity mm h ⁻¹
1993	OF	1-8	A dip	36°	2.5 x 11	47-102**
1993	RF	21-27	B face	38°	2.5 x 5	33-77
1994	RF	9-10	A dip	36°	2.45 x 11	90-91
1994	RF	11-12	C face	44°	2.45 x 11	100-105

*OF = Overland Flow Experiments; RF = Rainfal Simulation Experiments.

**Converted into rainfall equivalents.

Table 1 - Plot characteristics

The experiments started in the summer of 1993 and had initially an exploratory character. Therefore water application was simplified by introducing it at the top of the plot as overland flow. Two perforated hoses were stretched over the width of the experimental section (2,45 m), and produced a continuous inflow that was equivalent to rainfall intensities of 47 - 102 mm h⁻¹. Rainfall simulations were carried out on slope B, which was 5 m long and included two plots of 2,5 m in width. Only two sprinklers were sufficient to cover these plots with rainfall intensities ranging from 33 to 60 mm h⁻¹. Rainfall intensities of 60 mm.h⁻¹ and more are not unusual to occur for short periods during summer storms and are highly destructive (M. Geouffon, personal communication). In 1994, only rainfall simulations were carried out with the large rainfall-simulation system on slope A and slope C.

3.2. Temperature measurements

Over the winter season of 1995/96 a soil and air temperature measuring system was installed at the research site. Regolith temperatures where measured at hourly intervals at four depths below the surface: 2, 5, 10 and 20 cm, and air temperature was measured at 150 cm above the surface. The measurement probes where connected to a datalogger that could store data for about one month.

4. Results and discussion

4.1. Rainfall simulations

Oostwoud Wijdenes and Ergenzinger (1995, 1997) already reported in detailed on the response of the slopes to wetting. A distinct response was the development of miniature debris flows (MDFs) by which about 50% of the sediment was transported to the bottom of the slopes (or to the drainage lines). In order to understand the conditions that control the occurrence of the MDFs an effort was undertaken to sample the density flows.

A total of 23 MDFs were sampled. The samples were mainly taken from the incipient flow to obtain the conditions for initiation. Some samples included additional runoff because overland flow entered the sampling container relatively faster than the density flows. This may have resulted in a slight underestimation of the solid content. Nevertheless, these samples are included in the analyses since sampling of density flows under field conditions is known to be extremely difficult and data is very scarce. The MDFs of slope C were in appearance similar to those occurring on slope B (both face slopes). Narrow channels or rills formed, but in contrast, they did not develop into an integrated dendritic pattern. This was probably due to the fact that only a very thin weathering layer could develop on this very steep slope (44°), which was locally completely stripped by erosion.

Experiment Nr.	Gravimetric Solid Concentration	Volumetric Solid Concentration	Specific Density
	g.l^{-1}	%	kg.m^{-3}
exp9	1090, 1113	41.1, 41.9	1636, 1860
exp10	1163, 962, 598, 1068, 575, 1191, 1442	43.7, 36.1, 22.5, 40.1, 21.6, 44.8, 54.2	1663, 1566, 1580, 1610, 1424, 1547, 1859
exp11	1035, 549, 1125, 1049, 1066, 657, 1024	38.9, 20.7, 42.3, 39.4, 40.1, 24.7, 38.5	1659, 1726, 2187, 1604, 1716, 1598, 1776
exp12	1057, 1019, 825, 1015, 1010, 1031, 727	39.7, 38.3, 31.0, 38.2, 37.9, 38.8, 27.4	1762, 1707, 1515, 1702, 1695, 1722, 1454

Table 2 - Solid concentration and density of MDFs

Table 2 shows that the solid concentration (gravimetric; C_s) of the flows ranges from 549 to 1442 g l^{-1} which is equivalent to 21% to 54% when expressed as a volume. The majority of the samples cluster around 1000 g l^{-1} . Such high concentrations are often classified as debris flows (Meunier 1993, classifications listed by Bradley et al. 1988, p.231). Between 100 and 800 g l^{-1} the flows are often regarded as hyperconcentrated. The erosive power of debris flows has been emphasized by many others (Davis et al., 1992, Selby 1993). Hodges and Bryan (1982) observed mud flows created by small slumps on steep slopes, that possibly initiated rills on the Dinosaur Badlands in Alberta. However, this process seemed to occur much less frequently than on the slopes in Draix.

The erosive power of the MDFs is much higher than that of clear water, because the specific density, γ , of the fluid mixture is up to twice and the flow depth up to 8 times as high.

4.2. Initiation conditions of MDFs

The experiments showed that two kinds of miniature debris flows developed. On the dip slope (slope A) the flows were predominantly granular, with significant grain-to-grain interactions. On the face slopes (slope B and C) the flows resembled visco-plastic behaviour. The reason for this difference is the response to wetting of the sublayers in the regolith. The onset of the visco-plastic flows seems to be controlled by the liquid limit of the aggregated layer, which is attained at a moisture content of approximately 29%. Figure 1 shows the relationship between rainfall intensity and the onset of MDFs on slope B and C. The points represent the occurrence of the first density flows (MDFs) for a particular rainfall intensity. Through these points the infiltration envelope of 8 mm is plotted (not fitted). The line roughly separates a "no debris flow" domain from a domain where debris flows are likely to occur. It may then be suggested that a water depth of 8 mm is sufficient to reach the liquid limit in the upper few centimeters of the regolith. The diagram indicates that at extremely high rainfall intensities density flows can start after only a few minutes. Below an intensity of 20 mm h^{-1} the occurrence of density flows is very unlikely.

Threshold conditions for the granular type of flows on slope A seem to be more complicated since the local availability of sediment is a significant factor.

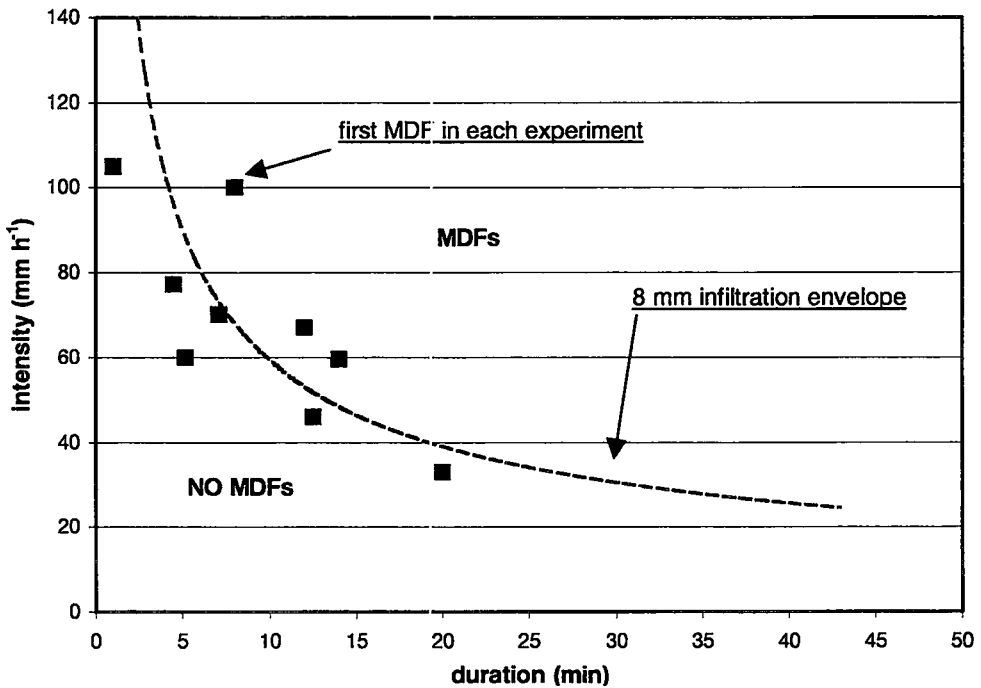


Figure 1 - The 8 mm infiltration envelope roughly coincides with the onset of miniature debris flows (points) on slope B and C (face slopes). Below the curve MDFs are rare, while above it they occur relatively frequently

4.3. Temperature measurements

This system operated well, however, a data set of 1.5 months has been lost due to technical problems. The datalogger was installed in early December 1995 during a period of cold weather.

Figure 2 shows the temperature changes during 3 days in December. The air temperature ranges from a little over + 8 °C to almost - 5 °C. The temperatures at -2, -5 and -10 cm follow the air temperature with some delay. However, at - 20 cm diurnal changes are very slight and we see a general decline in temperature. The maximum temperature at - 2 reaches the same value as the air temperature.

Figure 3 shows many cycles of freeze and thaw from February to early March.

However, it shows that the maximum temperatures below the surface are higher than the air temperature. This is probably the result of the strong radiation on the sloping surface and the dark colour of the marls (low albedo). Figure 4 shows a detail of February 28 and 29, 1996. Even at 10 cm below the surface the maximum temperature exceeds the air temperature during the day. Not at night however, but temperature drops below freezing.

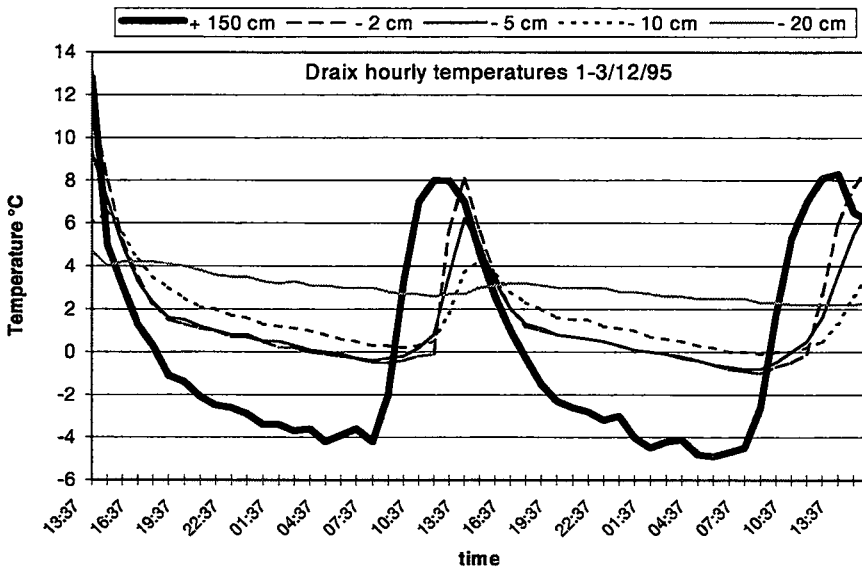


Figure 2 - Temperature changes during 3 days in December, 1995

Although this data set is still limited it does show that freeze-thaw cycles are very frequent in the area and that the depth of penetration reaches at least 10 cm. In order to verify whether this winter was unusual, the results have been confronted with a data set from the nearest weather station in Marcoux, which lies at approximately the same height (table 3). Table 3 contains daily maximum and minimum temperatures for the period October-March for 9 winters. It shows that in all winters more than 100 cycles of freezing and thawing

occurred. They were mostly very short, i.e, sub-zero temperatures over night and above zero during the day. Only few longer cold period occurred. Therefore the measured frequency is not unusual.

WINTER- PERIOD	NUMBER OF DAYS WITH TEMPERATURES $\leq -1^{\circ}\text{C}$						
	< 1	< 2	< 3	< 4	< 5	< 6	< 7
1984/85	102	0	0	0	0	0	1
1985/86	115	1	0	0	0	0	0
1986/87	120	0	1	0	0	0	0
1987/88	109	0	0	0	0	0	0
1988/89	125	0	0	0	0	0	0
1989/90	122	0	0	0	0	0	0
1990/91	113	0	0	0	0	0	0
1991/92	107	0	0	0	0	0	0
1992/93	110	0	0	0	0	0	0

Station: Marcoux, source: Cemagref - Grenoble
October to November

Table 3 - Number of days with temperatures $\leq -1^{\circ}\text{C}$ for the time periods October to March for the consecutive years 1984 - 1993

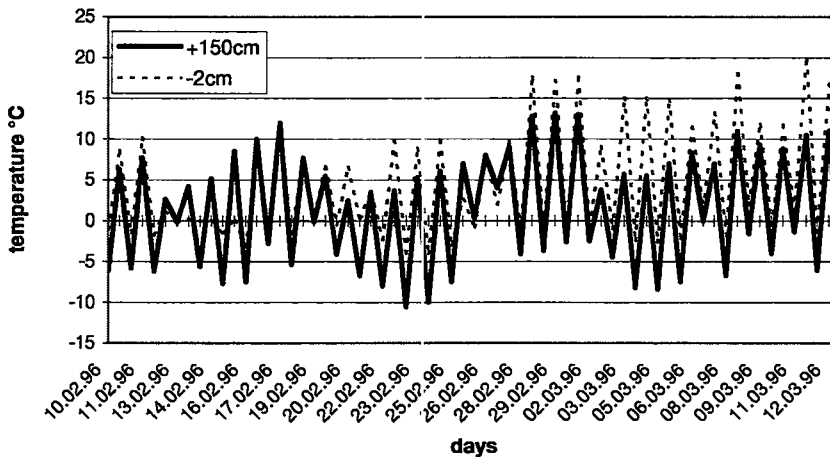


Figure 3 - Cycles of freeze and thaw from February to early March, 1996

4.4. Slope processes in winter

A visit in March 1994 to the experimental basin revealed that the surfaces of site A and B had been reworked by diffusive processes during the winter months and that the rills had mostly disappeared. This phenomenon was also observed and described by Cemagref (1988) and is known from the literature to occur elsewhere (Schumm 1956). A possible explanation might be frost action. Freeze-thaw cycles can have a disintegrating effect on the marls and it may encourage creep processes in the regolith layer. An implication of this

would be that the sediment store on the slopes is restocked before the spring and summer storms arrive and sediment exhaustion is not likely to occur under the present climatic conditions. Clotet-Pernauet et al. (1988) also suggest the importance of frost-defrost action in the “softening” of mudrocks in Vallcebre badlands north-east Spain. The authors report that frost occurs on about 100 days per year. Solé et al. (1992) subjected these mudrocks to both frost-defrost action and wetting and drying cycles. They concluded that frost action had a much stronger effect on the structural alteration of the mudrock than wetting and drying. Therefore, the frequent cycles of freeze and thaw conditions found in the Draix Experimental Research Basins could well be the most important mechanism by which the marls disintegrate and become available for transport by overland flow.

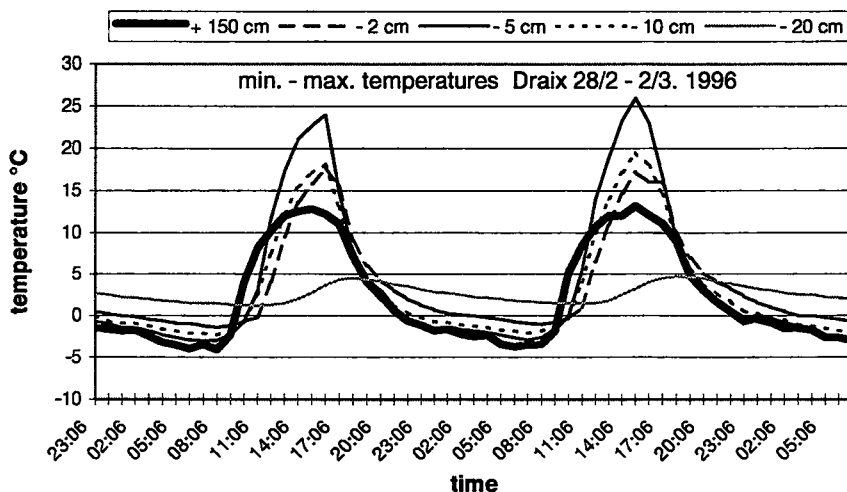


Figure 4 - Detail of temperature changes on February 28 and 29, 1996

Conclusions

Overland flow and rainfall simulation experiments were conducted on three slopes in the Draix ERB. The experiments have shown that during a single storm, sediment transport includes water-solid mixtures of a wide range of concentrations, ranging from suspended and bed load to hyper-concentrated and debris flows. The contribution of the conspicuous miniature debris flows (MDFs) diminishes as the sediment sources on the slopes decline due to erosion. There is evidence to suggest that this follows an annual pattern, with net erosion along concentrated flow lines in the spring and summer months, and net accumulation of weathered marls associated with spatial dispersion in the winter months. The growth of the weathering layer in the winter months is probably due to the disintegrating effect of frost action. This implies that the very high erosion rates can be sustained as long as the sediment source on the slopes is replenished. A decrease in freeze-thaw cycles, associated with a global rise in average temperature, could therefore significantly influence the erosional system of the Draix ERB. Sediment contribution from the slopes, particularly by density flows, will diminish while fluvial erosion will increase. Whether such a change in environmental conditions would also be favourable to allow

natural succession of the vegetation to stabilize the slopes, remains an issue of further research. The present extreme erosion appears, at least for a large part, to be related to climatic conditions.

Acknowledgements

The research was supported by the Commission of the European Communities and their support is gratefully acknowledged. The author is also indebted to Dr M. Meunier of Cemagref-Grenoble, who kindly agreed to conducting the experiments in the Draix ERB and offered invaluable help with housing and equipment. Dr. M. Geouffon of the Service RTM, Digne is also thanked for granting project permission and for logistical support. Finally, Nicolle Mathys of Cemagref-Grenoble provided the temperature data of Marcoux which is greatly appreciated.

References

- Bradley J.B., MacArthur R.C. and Brown, B.J., 1988, Analytical and numerical modeling at high sediment concentrations. In: Abt, R. and Gessler, J. (eds.) *Hydraulic engineering, proceedings of the 1988 national conference, Colorado Springs, Colorado*. pp 230.235.
- Borges A.L., Brochot S. and Meunier M., 1994, Modèle hydrosédimentologique des écoulements hyperconcentrés d'un petit torrent des Alpes du Sud. *La Houille Blanche* n° 3, 94, pp 71-80.
- Briem E., 1988, Geoökologische Faktoren der Landschaftszerstörung durch erosive Hangentwicklung in der Region Gap-Sisteron (Südalpen). *Karlsruher Geographische Hefte*, Heft 16, Geographischen Institut Universität Karlsruhe, pp 64.
- Bryan R.B and Campbell I.A., 1986, Runcff generation and sediment transport in a semi-arid ephemeral drainage basin. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl. Bd., 58, pp 121-143.
- Cemagref, 1988, Les Bassins Versants expérimentaux de Draix - *Compte de recherche n° 1 en érosion et hydraulique torrentielle*. Cemagref Grenoble, Aix en Provence and Service RTM, Digne, pp 128.
- Clotet -Perarnau N., Gallart F. and Balasch C., 1988, Medium term erosion rates in a small scarcely vegetated catchment in the Pyrenees. *Catena Supplement* 13:37-47.
- Davies T.R., Phillips C.J., Pearce A.J. and Zhang X. B., 1992, Debris flow behaviour - an integrated overview. In: *Erosion, Debris flows and environment in mountain regions*. IAHS Publication no 209, 1992.
- Hodges W.K. and Bryan R.B., 1982, The influence of material behavior on runoff initiation in the Dinosaur Badlands, Canada. In: Bryan, B. and Yair A. (eds.) *Badland geomorphology and piping*, Geo Books, University Press, Cambridge, pp 13-47.

Meunier M., 1993, Classification of torrential flows. *Colloque Pierre Beghin*, Grenoble, 6-10/12/93. pp 6.

Olivry J-C., and Hoorelbeck J., 1990, Erodabilité des terres noires de la vallée du Buëch (France, Alpes du Sud). *Cahier ORSTROM, sér Pédol.*, Vol. XXV, no: 1-2, pp 95-110.

Oostwoud Wijdenes (D.J.) and Ergenzinger (P.), 1995 - Erosion and sediment transport under simulated rainfall on steep marly hillslopes, Draix. In: *Cemagref - Compte-rendu de recherches n°3 BVRE de Draix* - , Coordination: M. Meunier, pp 175-187.

Oostwoud Wijdenes D.J. and Ergenzinger P., 1997 - Erosion and sediment transport under simulated rainfall on steep marly hillslopes, Draix, Haute-Provence, France. *Catena* (submitted).

Schumm S.A., 1956, Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Pert Amboy, New Jersey. *Bulletin of the Geological Society of America*, 67, pp 597-646.

Selby M.J., 1993, *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press. Oxford. p 451.

Solé A., Josa, R., Pardini G., Aringhieri R., Plana F. and Gallart F., 1992, How mudrock and soil physical properties influence badland formation at Vallcebre (Pre-Pyrenees, NE Spain). *Catena* 19: 287 – 300.

Caractérisation de l'infiltration comme paramètre de l'érosion de versant des terrains de montagne

Characterization of the infiltration phenomenon as an associate parameter of erosion on mountain watershed

C. THIRRIOT*, J. NOGUER*, A. HURAND**

* Institut de Mécanique des Fluides - ENSEEIHT

2 rue Charles Camichel 31071 Toulouse cedex 7 - Tél/Fax : 05.61.58.82.74

** Office National des Forêts - Service RTM

23 Bis, Boulevard Bonrepos 31000 Toulouse – Tél : 05.62.73.55.00 - Fax : 05.61.63.77.79

Résumé

Pour mieux cerner les risques d'érosion sur un versant pyrénéen, le ravin du Lou d'Escoumes, par la prévision du ruissellement et du risque de glissement, une étude d'infiltrométrie a été menée en coopération par le service RTM de la Haute-Garonne et l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse.

Deux campagnes de mesures ont été menées en l'été 1993 sur six sites différents du versant examiné.

Différents modèles mathématiques d'interprétation ont été utilisés pour l'estimation des perméabilités et une analyse critique a cherché à évaluer le flou de ces estimations en les comparant avec des valeurs calculées à partir des analyses granulométriques.

Abstract

In order to predict the erosion risks upon a pyrenean mountain watershed, an infiltration study was led on the site of the Laou d'Escoumes ravine in cooperation between the RTM office and the Institute of Fluid Mechanics of Toulouse.

Two series of measurements were made in summer 1993 on six different spots of the considered watershed.

Several mathematical models were used for the estimation of the permeability parameter values. A critical analysis attempted to delimit the fuzzy range of the expected results by comparison with values deduced from granulometric function.

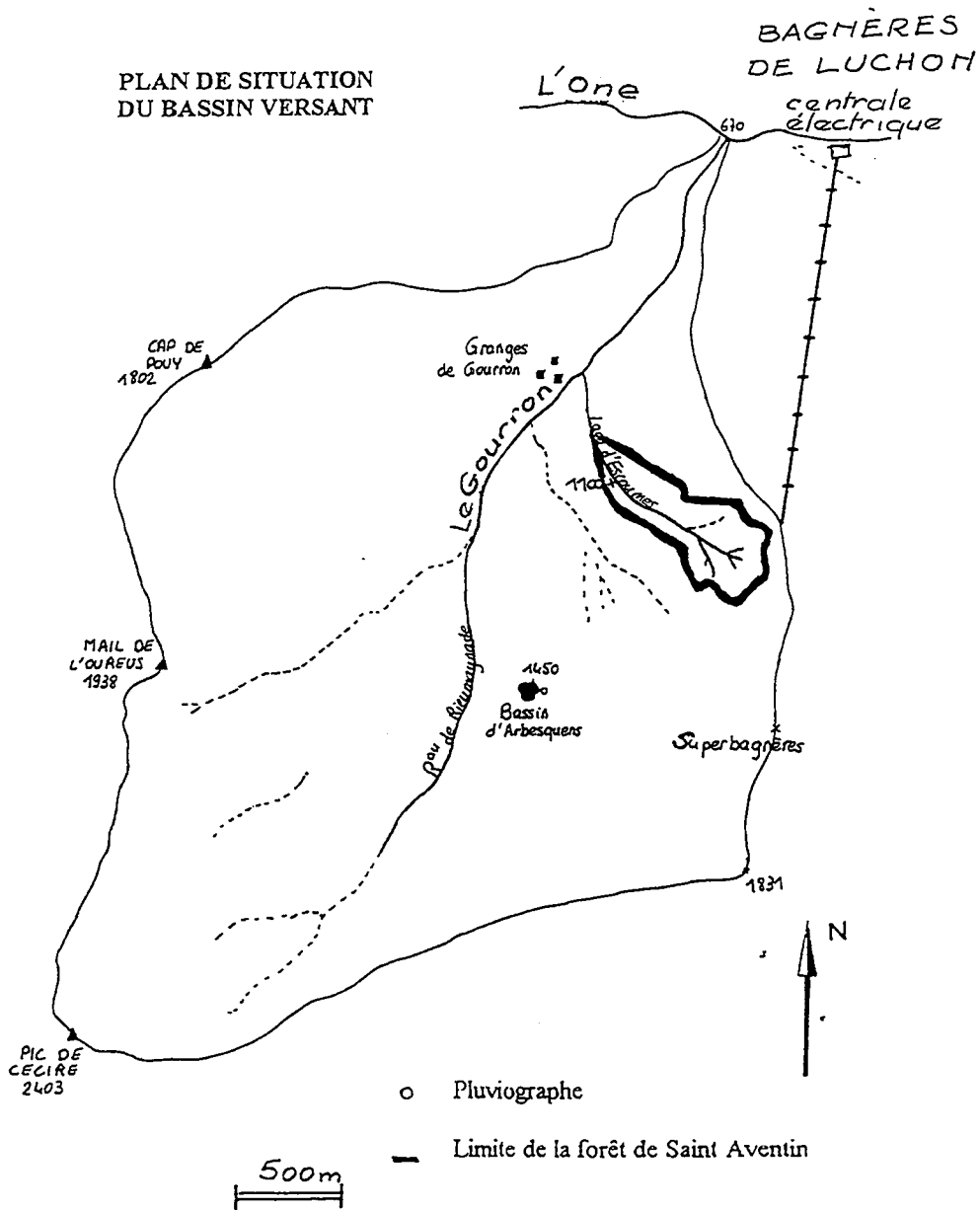


Figure 1 - Plan de situation du bassin versant

Introduction

Deux processus essentiels interviennent dans l'érosion en montage : le ravinement et le glissement de terrain. L'infiltration des pluies va jouer un rôle essentiel dans les deux phénomènes. Dans le ravinement l'infiltration intervient en creux puisque pour une pluie donnée, elle conditionne le ruissellement, donc la force tractrice de l'écoulement qui arrache les particules pelliculaires et assure le transport des sédiments. Dans le glissement, l'infiltration joue de deux façons : elle alourdit le poids du terrain en pente gorgé d'eau, et, par la descente de l'eau en profondeur, elle peut rendre plastique la couche de support.

Dans le but de mieux apprécier les risques d'érosion et de glissement sur un versant pyrénéen du ravin du Laou d'Escoumes près de Bagnères de Luchon, une étude d'infiltrométrie très rustique a été menée en coopération par le service RTM de la Haute-Garonne et l'Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse. Elle a été caractérisée d'une part par deux campagnes de mesures et d'autre part par l'essai de différents modèles mathématiques d'interprétation pour estimer le paramètre perméabilité. Dans ce qui suit, nous allons donner brièvement une idée des circonstances d'expérimentation et des diverses tentatives faites pour cerner la valeur de la perméabilité.

1. Coup d'œil sur le site étudié

Les figures 1 et 2 à des échelles différentes donnent la situation géographique du versant examiné et l'emplacement des six sites de mesures. Le tableau 1 indique quelques caractéristiques des bassins.

	Laou d'Escoumes	Gourron
S en km ²	0.61	9.3
L en km	1.3	6.15
D en m	492	1733
i en %	29.8	22.8
tc1 en h	0.26	1.06
tc2 en h	0,18	0,87
tc3 en h	0.18	0.77

- S aire du bassin
- L longueur
- D dénivelée
- tc temps de concentration d'un bassin évalué suivant trois formules italiennes
- tc1 formule de Tuzzara
- tc2 formule de Passini
- tc3 formule de Giandotti

Tableau 1 - Caractéristiques des bassins

Au vu des courbes de niveau, on juge de la forte pente du versant, de l'ordre de 80 %. La courbe hypsométrique confirme que la pente est la plus forte dans la zone d'altitude des points de mesure.

La zone examinée est plutôt arborée mais plusieurs points de mesure sont dans des éclaircies à la végétation plutôt clairsemée.

RAVIN DU LAOU D'ESCOUMES

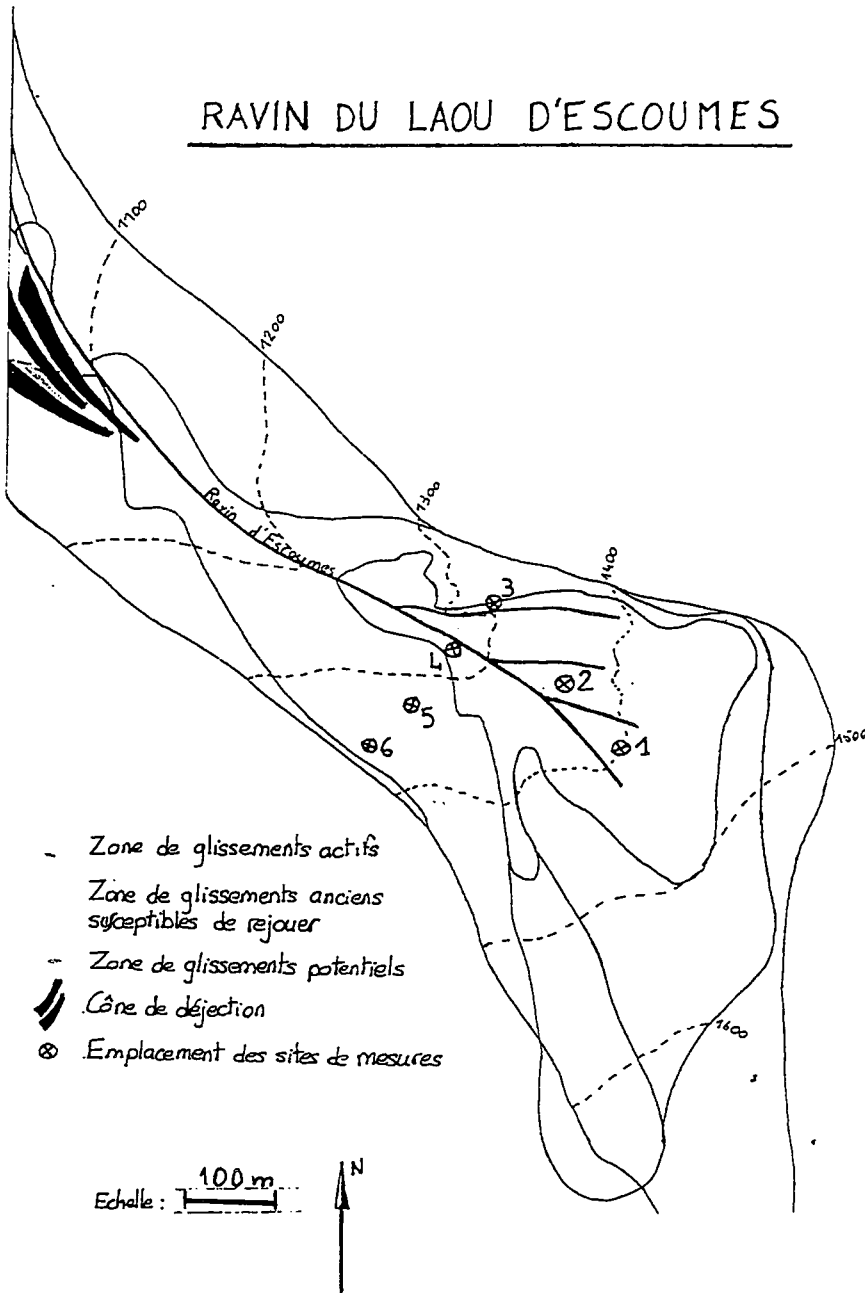


Figure 2 - Ravin du Laou d'Escoumes

2. Historique des catastrophes naturelles

D'après le recensement effectué par Ch. Mazenc les premiers glissements de terrain figurant dans les archives et concernant le ravin du Laou d'Escoumes se sont produits en 1835 à la suite de pluies violentes, alors que le bassin ne faisait l'objet d'aucun aménagement. Par la suite, on peut signaler les événements majeurs suivants :

- 1875, nouvelle dislocation de terrain et aggravation des érosions ;
- 1878, à la suite de pluies printanières sur le manteau neigeux, environ 150 000 m³ de matériaux arrachés au ravin du Laou d'Escoumes aboutissent au ruisseau l'One et se déposent dans le lit de la Pique ;
- en juillet 1925, 200 mm de précipitations en trois jours provoquent un énorme glissement de terrain le long du passage de la conduite d'alimentation de l'usine hydroélectrique et encore 150 000 m³ de matériaux sont entraînés jusqu'à l'exutoire englobant les chalets de Sarrouilles et l'usine de la Picadère ;
- en octobre 1960, plus de 100 mm de pluie en un jour entraînent environ 10 000 m³ de matériaux depuis l'altitude 1 430 m jusqu'à 1 000 m provoquant des dommages importants aux ouvrages de correction déjà mis en place depuis 1948, date à laquelle l'Etat devint propriétaire des 17 ha de la forêt domaniale de Saint-Aventin auparavant terrain communal ;
- mai 1972, la galerie d'eau se rompt à l'ouest du Laou d'Escoumes - 50 000 m³ de matériaux sont emportés, endommageant voire détruisant des ouvrages de correction ;
- 1977, des précipitations importantes en 4 jours provoquent de nombreux glissements.

Cet historique montre la sensibilité du ravin du Laou d'Escoumes due en partie à l'existence d'une couche superficielle (grave argilo-sableuse) d'environ dix mètres remaniée par les glaciations successives. De nombreux travaux de correction et de protection ont été réalisés dont une quarantaine de seuils qui jalonnent le Laou d'Escoumes et son exutoire jusqu'à la partie inférieure du ruisseau du Gourron.

3. Objectif de l'étude de la perméabilité

Si on s'en tient aux événements météorologiques extrêmes cités dans l'historique précédent, on voit qu'on rencontre plusieurs fois des précipitations de l'ordre de 100 mm par jour ; en prenant une valeur moyenne (qui n'a pas de sens au point de vue de la pluie mais n'est pas aberrante pour l'infiltration qui effectue un certain lissage, on arrive à 4 mm/h ou à un ordre de grandeur de 10^{-6} m/s pour le débit spécifique qui arrive au sol. Bien entendu, pour un orage violent où il tomberait 100 mm en une heure, le débit spécifique serait alors de l'ordre de $2,5 \cdot 10^{-5}$ m/s. Et pour le cas tout à fait improbable d'une averse de mousson de 100 mm en dix minutes, le débit spécifique au sol serait $q = 1,5 \cdot 10^{-4}$ m/s.

En évoquant ces diverses valeurs de l'intensité, on ne décrit pas la réalité habituelle de la pluviométrie sur le ravin du Laou d'Escoumes mais on fait apparaître quelques valeurs repères auxquelles on pourra comparer les évaluations de la perméabilité. A propos de cette

estimation de la perméabilité, disons tout de suite que notre ambition est seulement de situer un ordre de grandeur. En effet cette perméabilité va être une grandeur fugace dans l'espace et dans le temps.

Dans l'espace à cause de l'hétérogénéité pédologique d'un point à un autre, d'abord en surface puis en profondeur. Plutôt que de perméabilité, il faudrait parler de capacité d'infiltration qui va être sensible au fur et à mesure du processus d'infiltration à la stratification granulométrique et par conséquent porométrique. Par exemple, lorsque le front d'humectation va rencontrer dans sa descente une couche de matériaux plus fins, il y aura une diminution locale de perméabilité mais aussi un brusque accroissement de la succion capillaire et il est hasardeux de faire un pronostic a priori sur la conséquence globale concernant la capacité d'infiltration.

Dans le temps, car la percolation de la pluie va constituer un écoulement en milieu non saturé, c'est-à-dire un écoulement diphasique d'air et d'eau. Parce qu'il pèse beaucoup moins, on oublie généralement l'air, mais s'il ne trouve pas les failles suffisantes pour s'échapper, par compression il va s'opposer à la descente de l'eau. Il faudrait aussi pour mémoire rappeler que la perméabilité varie beaucoup avec la teneur en eau du sol, mais à notre avis ceci ne va pas jouer de manière appréciable ici car le flux d'infiltration est imposé par l'arrivée de la pluie à la surface du sol. Et le clivage sera le seuil d'intensité qui correspond à la perméabilité à saturation (ou presque compte-tenu de l'air résiduel difficile voire impossible à chasser).

Mais pour le déclenchement du ruissellement, la limitation de la perméabilité dans les couches superficielles n'est pas la seule cause. La teneur en eau initiale qui fixe le volume disponible à l'accumulation de la pluie infiltrée est aussi décisive (Cosandey - 1990). Un terrain peut être très perméable, s'il est déjà gorgé d'eau lorsqu'éclate l'orage, il ne pourra diminuer en rien le ruissellement qui commencera immédiatement. Ainsi, on voit que la mesure au versant de la capacité d'infiltration va être une opération délicate, non seulement à cause des difficultés technologiques créées par la forte pente et la nature du sol mais aussi à cause de l'incertitude sur les conditions initiales de teneur en eau, c'est-à-dire de volume de pores disponibles pour le stockage temporaire de l'eau précipitée.

Ajoutez à cela que le fort gradient piézométrique créé par la pente favorise un inferoflux dans le sens latéral et vous comprendrez que nos ambitions scientifiques aient été modestes dès avant d'entreprendre la première campagne de mesure. Certes l'objectif était d'obtenir des ordres de grandeur des "perméabilités" mais sans croire retrouver les conditions répétitives du laboratoire, et l'observation in situ des phénomènes provoqués nous paraissant une motivation tout aussi instructive.

4. Protocoles ou techniques d'infiltrométrie

Tenant compte bien entendu de tout ce que nous avons pu lire ou connaître sur les mesures d'infiltration au champ, nous avons envisagé (parfois par improvisation en cours de campagne d'essais) cinq types de mesures, (figure 3).

- a) mesure avec un tube enfoncé, le niveau de la terre à l'intérieur du tube étant (presque) au même niveau que le sol ;

- b) mesure avec un tube et un anneau de garde destiné à contraindre l'écoulement à être unidirectionnel (dans le sens vertical). Nous avons dû renoncer à cette procédure en raison des difficultés d'enfoncement des tubes de grand diamètre ;
- c) mesure avec un tube disposé dans un trou préalablement fait à la tarière, ceci pour atteindre une couche plus profonde du sol ;
- d) mesure dans un trou laissé par le déchaussement d'un tube ;
- e) mesure par infiltration à partir d'une excavation de surface.

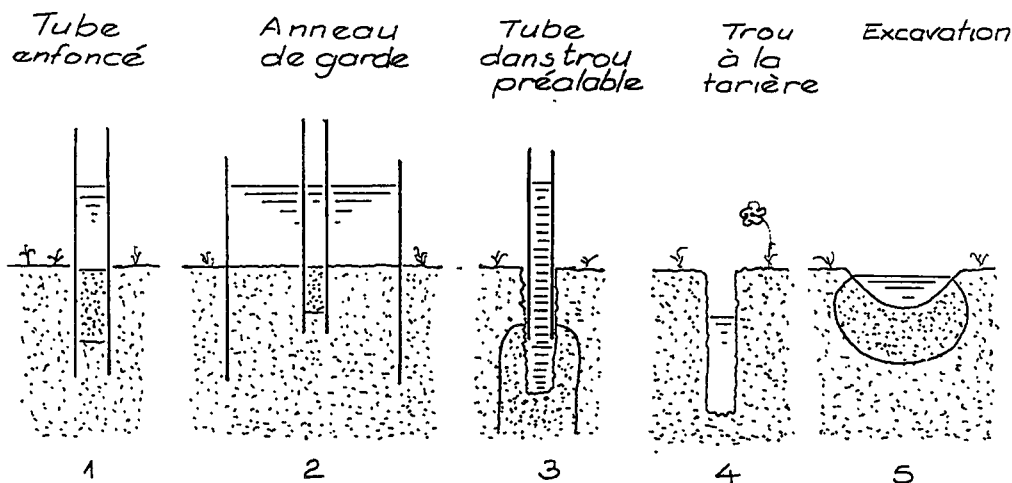


Figure 3 - Schémas des procédures de mesure d'infiltration

Pour différentes raisons (appréciation et limitation des fuites pariétales, globalisation du phénomène) nous avons voulu utiliser des tubes de diamètres différents : 22 mm, 70 mm, 163 mm et 312 mm, le chanfrein usiné à une extrémité du tube servant de couteau pour la pénétration dans le sol assurée à la masse avec un tampon intermédiaire pour éviter une trop rapide détérioration à la percussion.

Pour les gros tubes, malgré la vigueur et le dynamisme de l'employé du service RTM, le sol afficha vite résolument un refus à l'enfoncement.

Ajoutez à cela la difficulté d'approvisionnement en eau colportée en bidon à la main depuis les minces filets coulant encore au fond du ravin et l'on comprendra que les séries de mesures furent limitées.

5. Les campagnes de mesures

Première campagne :

Six sites différents ont été explorés durant cette première opération. Des tubes de différents diamètres ont été utilisés dans la mesure du possible de l'enfoncement. Toutes les mesures ont consisté à relever le temps d'épuisement du volume d'eau apporté.

La disposition des sites apparaît sur la figure 2 : cinq sites se trouvent dans la partie en glissement actif et un dans la zone de glissement potentiel.

Cette première campagne a été en fait un premier coup d'essai. Après analyse des résultats bruts, il a paru nécessaire de suivre la descente du niveau de l'eau durant l'infiltration, ce qui a été mis en œuvre lors de la deuxième expédition.

Deuxième campagne :

Seuls ont été exploités les sites 1 et 2 de la première campagne.

Quelques échantillons de terrains ont été prélevés sur les sites 1, 2 et 3 en vue d'une étude de la granulométrie du sol afin de faire une estimation grossière de la perméabilité mais surtout d'avoir une idée de la structure du terrain.

6. Les résultats bruts

Première campagne de mesure :

A titre d'information, nous donnons dans l'annexe 1 les résultats du comptage du temps d'infiltration des volumes d'eau avec quelques indications sur les circonstances.

Un premier fait frappe à la lecture de ces résultats bruts : c'est le ralentissement et parfois même l'arrêt de l'infiltration lors de la deuxième injection dans un même tube.

Le deuxième fait est la grande dispersion des temps d'infiltration d'un site à l'autre. Pour le diamètre de 163 mm, la durée d'infiltration de 3 litres, peut aller d'une minute à près de deux heures.

Evidemment nous n'accordons pas beaucoup de vertus scientifiques à ces premières observations mais elles correspondent à ce qui a été vu, même si le fait constaté nous a laissés perplexes comme le refus d'infiltration dans les tubes de 70 mm de diamètre sur les sites 2 et 3. Est-ce dû à un tassement qui imperméabilise le bouchon à l'intérieur du tube ou bien au piégeage de l'air en fond de tube ?

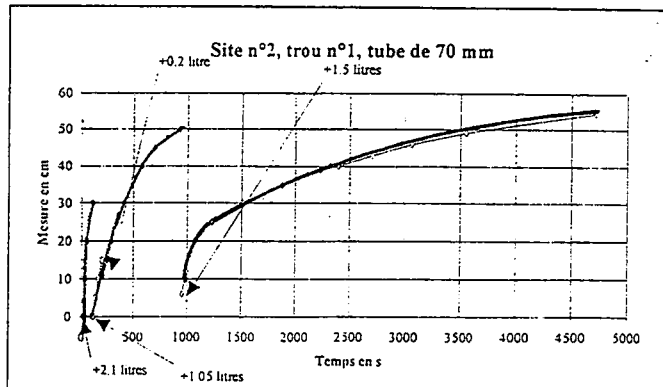
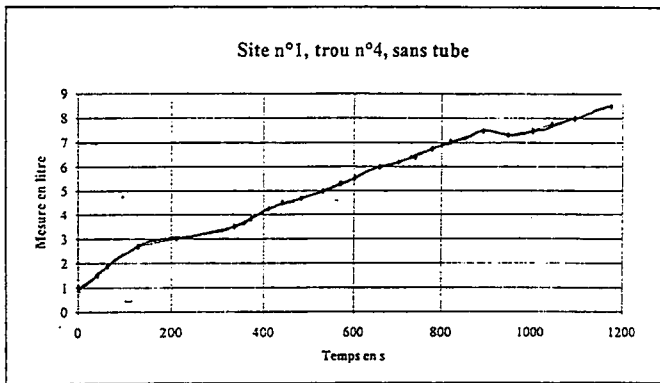
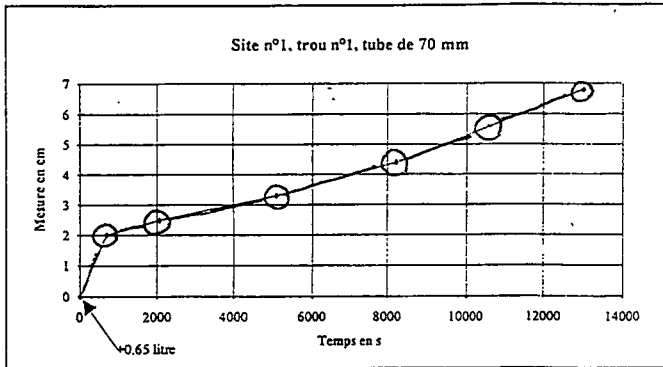
Deuxième campagne de mesure :

L'annexe 2 donne un exemple des informations relevées. Il s'agit toujours de métrologie rustique mais la densité de relevés est bien plus grande que dans la première campagne.

Sur les figures 4, 5 et 6 nous donnons les graphes d'évolution des niveaux dans les trous ou du volume apporté. Ce qui nous a frappé au tracé des ces graphes, c'est leur bonne régularité. On peut dire que la rusticité de la mesure (niveau relevé avec un régllet millimétré, volume apprécié à partir d'une bouteille en plastique où l'on a gradué les cannelures) n'est pas un handicap pour l'observation. Il n'est pas besoin d'appareil sophistiqué pour avoir une précision de lecture suffisante et significative. La difficulté va résider dans le décodage de l'observation brute chiffrée pour en déduire une estimation d'un paramètre comme la perméabilité.

Encore une fois, rappelons que nous avons voulu présenter quelques échantillons de nos mesures brutes pour bien situer le problème de la métrologie in situ sur un versant de montagne et stimuler ainsi critiques et suggestions d'autres observateurs.

Deuxième campagne de mesures



Figures 4, 5, 6 - Evolution des niveaux et des volumes lors de l'infiltration

7. Essai de décodage des mesures

Pour ne pas trop allonger l'exposé, on ne considérera ici que le cas de l'infiltration d'un volume d'eau dans un tube fixé dans le sol avec suivi du niveau de l'eau (Thirriot C., 1993). Les notations sont celles de la figure 7.

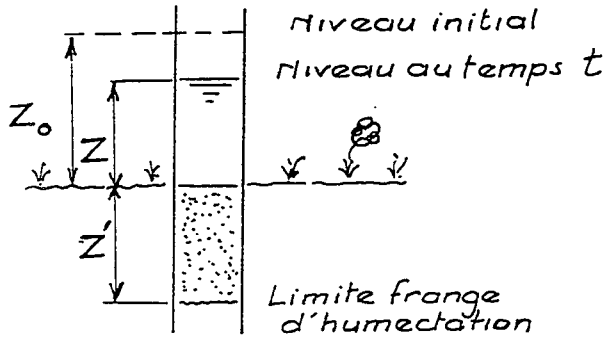


Figure 7 - Schéma de principe de l'expérience d'infiltration

La succion capillaire au droit du front d'humectation est ψ_c

A l'instant t , soient Z le niveau de l'eau dans le tube au dessus de la surface du sol, Z' la position moyenne de la frange capillaire d'infiltration sous la surface du sol. La tranche de sol d'épaisseur Z' est supposée saturée.

Si Z_0 est la hauteur initiale, le volume d'eau est :

$$\Omega_0 = Z_0 S$$

S est la section intérieure du cylindre d'infiltration. Si P est la porosité utile moyenne, la conservation du volume permet d'écrire :

$$Z_0 = Z + PZ'$$

Suivant la loi de Darcy, le débit infiltré par unité de section droite est :

$$q = -K \frac{dH}{dx}$$

avec H charge hydraulique à la profondeur x

Par raison de confinement on peut écrire puisque q est supposé constant

$$q = -K \frac{H(Z') - H(0)}{Z'}$$

$H(0) = Z + \frac{pa}{\rho g}$ suivant la loi de l'hydrostatique

$H(Z') = -Z' + \frac{pa}{\rho g} - \psi_c$ si on suppose que l'air est à la pression atmosphérique en dessous de la frange capillaire.

$$\text{Donc } q = K \frac{Z + Z' + \psi_c}{Z'}$$

En tenant compte du bilan de volume, on peut écrire :

$$q = P \frac{dZ'}{dt} = - \frac{dZ}{dt}$$

Finalement

$$P \frac{dZ'}{dt} = K \frac{Z + Z' + \psi_c}{Z'}$$

Puisqu'on envisage de suivre le niveau Z dans le tube qui est la seule grandeur aisément et sûrement accessible, utilisons Z comme fonction inconnue principale.

On obtient alors l'équation différentielle à variables séparées

$$\frac{dZ}{dt} = -K \frac{Z_o + P\psi_c - Z(1-P)}{Z_o - Z}$$

L'intégration conduit à la relation

$$Kt = \frac{1}{1-P} \left[Z_o - Z - \frac{P(Z_o + \psi_c)}{1-P} \text{Log} \frac{(Z_o - Z)(1-P) + P(Z_o + \psi_c)}{P(Z_o + \psi_c)} \right]$$

Lorsque l'eau disparaît à la surface du sol, il s'est écoulé un temps t_o

En posant, $\phi = \psi_c / Z_o$, on obtient l'expression de la perméabilité

$$K = \frac{Z_o}{t_o} \left[\frac{1}{1-P} - \frac{P(1+\phi)}{(1-P)^2} \text{Log} \frac{1+P\phi}{P(1+\phi)} \right]$$

qu'on peut encore écrire

$$K = \alpha \frac{Z_o}{T_o}$$

Le coefficient α ne dépend que de P et ϕ .

Bien entendu, de nombreuses critiques peuvent être faites sur les hypothèses à la base de l'établissement de cette formule. Mais avant de les examiner, nous verrons quel éclairage cette formule relativement simple permet de porter sur l'exploitation des observations faites sur le terrain.

Cas sans effet capillaire :

Pour se faire une idée assez simplement, on peut commencer par examiner la circonstance sans effet capillaire. Alors

$$\alpha = \frac{1}{1-P} \left[1 + \frac{P}{1-P} \text{Log } P \right]$$

Considérons quelques valeurs plausibles de P pour un sol qui reste meuble (Thirriot C. , 1993)

P	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5
α	0,83	0,75	0,69	0,65	0,61

La conclusion pratique est immédiate : vu l'incertitude à laquelle on est accoutumé pour l'estimation de la perméabilité, on peut considérer qu'une valeur simple comme 0,7 ou 2/3 prise pour α ne dénature pas du tout l'évaluation. Ainsi les résultats d'observation de la première campagne pourraient donner l'estimation rustique

$$K \cong 0,7 \frac{Z_0}{t_0}$$

Prise en compte approchée des effets capillaires :

Alors

$$\alpha = \frac{1}{1-P} \left[1 - \frac{P(1+\phi)}{1-P} \text{Log} \frac{1+P\phi}{P(1+\phi)} \right]$$

La tabulation de cette fonction $\alpha(P, \phi)$ dans un rapport antérieur (Thirriot C. , 1993) a conduit aux graphes de la figure 8. De l'examen de cette figure, il ressort que :

- une augmentation de l'effet capillaire (ϕ croissant) compense une diminution de la porosité ;
- le coefficient α diminue tout de même de manière sensible lorsque les effets capillaires sont prépondérants, c'est-à-dire lorsque la hauteur capillaire ψ_c est grande par rapport à la hauteur d'eau initiale Z_0 . Ce qui n'est pas pour surprendre puisque pour $Z_0 = 0$, au début, tout est dû à l'aspiration capillaire ;
- si l'on accepte une plage d'incertitude sur α de 0,5 à 0,7 (c'est-à-dire une incertitude d'environ 20 % par rapport à la valeur médiane $\alpha = 0,6$) la zone de flou de l'abaque (α, P, ϕ) est importante et peut recouvrir bien des incertitudes sur les paramètres porosité P et succion capillaire ψ_c ;
- des essais effectués avec différentes hauteurs initiales Z_0 , après un ressuyage garanti, devant permettre de cerner l'importance des phénomènes capillaires en se servant des graphes K (Z_0, P, ϕ).

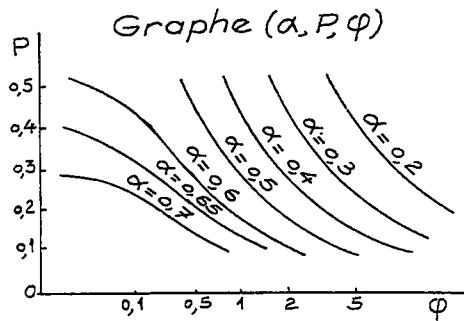


Figure 8 - Influence de la porosité P et du coefficient de succion capillaire ϕ sur le coefficient d'évaluation de la perméabilité

En conclusion optimiste, on peut dire que les effets conjugués des imprécisions ou incertitudes sur les paramètres locaux (porosité et succion capillaire) ne changeront pas l'ordre de grandeur de la perméabilité calculée à partir des essais d'infiltration par l'intermédiaire d'un tube.

Décodage des autres protocoles de mesure :

Il s'agit surtout de l'infiltration dans le trou dégagé du tube ou de la résorption de la flaque. Une restitution rigoureuse demande une simulation numérique assez fine fondée sur l'idée de solutions auto-modèles. Mais on peut essayer de transposer les connaissances rassemblées sur l'irrigation à la raie (Berthomé, 1991) pour proposer un ordre de grandeur, là encore sans prétention de précision.

8. Résultats d'estimation des perméabilités

La synthèse des valeurs numériques obtenues par interprétation des différents essais est donnée par les tableaux suivants, J. Noguier (1993b)

Perméabilité K en m/s	Diamètre 163 mm	Diamètre 163 mm	Diamètre 70 mm
Site n°1	$7,9 \cdot 10^{-4}$	$1,5 \cdot 10^{-4}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$
Site n°2	$2,5 \cdot 10^{-4}$		
Site n°3	$2,7 \cdot 10^{-3}$		
Site n°4	$1,7 \cdot 10^{-3}$		
Site n°5	$8,4 \cdot 10^{-4}$		
Site n°6	$6,9 \cdot 10^{-3}$		

Tableau 2 - Résultats de la première campagne de mesure

	Débit spécifique mm/s	Perméabilité K en m/s	Débit spécifique mm/s	Perméabilité K en m/j	Observations
Site n°1, trou n°1	0,004	$2,7 \cdot 10^{-6}$			
Site n°1, trou n°1	0,12	$1,3 \cdot 10^{-3}$	0,13	$1,4 \cdot 10^{-4}$	ancien trou de la 1ère mesure
Site n°1, trou n°3	11,2	$1,2 \cdot 10^{-3}$			
Site n°1, trou n°4	0,43	$4,9 \cdot 10^{-5}$			
Site n°1, trou n°5	0,02	$2,6 \cdot 10^{-6}$	0,01	$1,2 \cdot 10^{-7}$	la perméabilité diminue
Site n°2, trou n°1	0,54	$6 \cdot 10^{-5}$	0,085	$9,4 \cdot 10^{-9}$	la perméabilité diminue
Perméabilité de surface	0,026				

Tableau 3 - Résultats de la deuxième campagne de mesure

La confrontation des résultats peut laisser perplexe. Il faut tout de même dire encore une fois que les modèles d'interprétation ne sont pas au-dessus de tout soupçon. Cependant les résultats de la première campagne faite à la hussarde font apparaître moins de dispersion que celles de la deuxième campagne faite avec plus de préméditation et en présence de trois observateurs (les trois auteurs de la communication).

9. Critiques des protocoles

Elles sont nombreuses : effet de poinçonnement à l'enfoncement du tube d'acier qui provoque un compactage, un tassement localisé qui modifie bien sûr porosité et perméabilité, adhérence médiocre du terrain à la paroi intérieure du tube ce qui provoque une fuite par écoulement privilégié le long de la paroi et bien sûr l'inévitable hétérogénéité du terrain naturel. Nous avons essayé d'estimer les ordres de grandeur des erreurs commises.

Effet de la fuite pariétale -Thirriot (1993) :

Avec l'hypothèse d'une fente de largeur e le long de la circonférence de longueur $2\pi D$, avec l'hypothèse d'écoulement laminaire à la Poiseuille, on obtient pour le rapport r entre débit de fuite et débit principal l'expression

$$r = \frac{ge^3}{3\nu KD}$$

Pour $K = 1 \text{ m/j} \cong 10^{-5} \text{ m/s}$, l'erreur relative est $2e^3 10^{12}$
 ν = viscosité cinématique

Pour que le flux parasite soit inférieur au flux à travers le milieu poreux, il faut que l'épaisseur de la fente pariétale soit inférieure à un dixième de millimètre. Autant dire qu'il n'est pas possible de mesurer de faibles perméabilités par ce moyen sur le terrain. Il y a tout de même intérêt à prendre un diamètre le plus grand possible.

Effet du poinçonnement du terrain :

Quand on enfonce à coups de masse le cylindre dans le sol, celui-ci est certainement remanié.

Plusieurs effets sont possibles :

- la compaction au voisinage des parois : il faut gagner l'épaisseur du cylindre d'accès. La compaction crée une zone pariétale à perméabilité réduite ;
- le tassement général par vibration qui entraîne une réduction de la porosité.

Si on considère la formule de Kozeny

$$K \cong \frac{P^3}{(1-P)^2} \frac{gd^2}{\nu}$$

avec d dimension des particules

ν viscosité cinématique,

la variation relative est

$$\frac{\Delta K}{K} \left(\frac{3}{P} + \frac{2}{1-P} \right) \Delta P$$

Par exemple pour $P = 0,3$ $\Delta K/K \cong 13 \Delta P$

Pour estimer ΔP , utilisons le tassement h' par rapport à la hauteur h du cylindre enfoncé

$$\frac{\Delta P}{1-P} = \frac{h'}{h}$$

Si $h = 40 \text{ cm}$, $h' = 2 \text{ cm}$, la réduction de perméabilité est de 50 %.

10. Estimation de la perméabilité à partir de la granulométrie

A partir de la formule de Kozeny par extension en privilégiant l'influence des petits grains qui décident de la taille des petits trous de communication, on utilise la formule grossière d'évaluation de la perméabilité à l'eau $K \cong 10\,000 d_{10}^2$

d_{10} étant la dimension des grains correspondant à 10 % en masse de la fonction granulométrique. A partir des prélèvements effectués sur les sites (J. Noguer - 1993), on a obtenu les résultats présentés dans le tableau 4.

Désignation de l'échantillon	Site 1 Ech 1	Site 1 Ech 2	Site 2 Ech 3	Site 2 Ech 4	Site 3 Ech 5	Ech BRGM
d_{10} mm	0,05	0,085	0,095	0,08	0,085	0,14
K m/s	$2,5 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$9 \cdot 10^{-5}$	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$7,2 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-4}$

Tableau 4 - Estimation de la perméabilité à partir de la granulométrie

A remarquer que l'échantillon du BRGM est le résultat d'un sondage allant de la profondeur de 20 cm à 3,20 m.

Conclusion

Nos conclusions ne seront pas trop optimistes. Il est vraiment difficile d'apprécier une perméabilité en terrain naturel et peut être encore plus en terrain de montagne. On le savait déjà. Mais l'expérience personnelle est autrement édifiante que la connaissance livresque. Les estimations de perméabilité certes très dispersées montrent cependant qu'elles sont de l'ordre de mille fois plus grande que celles des terrains argileux et somme toute voisines des valeurs des seuils de capacité d'infiltration évoqués en début de communication à propos de l'absorption des fortes précipitations. L'infiltration va donc vraisemblablement jouer un rôle important dans la valeur du coefficient de ruissellement.

L'estimation de ce coefficient de ruissellement a été faite pour une pluie décennale égale au temps de concentration du bassin versant estimé à 11 minutes environ, (J. Noguer - 1993b).

Par rapport entre volume d'eau ruisselé et volume précipité, il avait été trouvé un coefficient de ruissellement de 0,49. En admettant une perméabilité de 10^{-5} m/s, la couche superficielle pourrait absorber environ 6,6 mm d'eau, si elle est bien drainée. A partir de la courbe intensité-durée-fréquence des pluies de la station de Saint-Girons, on peut estimer l'intensité décennale idoine à 75 mm/h. Ce qui conduit finalement à un coefficient de ruissellement de 0,52.

La proximité des deux estimations du coefficient de ruissellement dépend évidemment de nombreuses hypothèses faites aussi bien sur la courbe IDF que sur la valeur de la perméabilité choisie et sur le temps de concentration. Si on double la perméabilité, en principe il n'y a plus de ruissellement pour cette pluie décennale. Si on la divise par deux, le coefficient de ruissellement atteint 75 %. Il faut donc raison garder et l'expérience conduite pendant l'été 1993 aura surtout pour bénéfice d'avoir montré une fois de plus les caprices de

la nature dans l'hétérogénéité pédologique et dans le refus d'infiltration déconcertant lors des essais de deuxième infiltration.

Bibliographie

Ambroise B., 1990, Méthode d'étude de la variabilité spatiale du cycle hydrique dans le petit bassin du Ringelbach. *Centre d'Etudes et de Recherches Ecogéographiques*.

Berthomé P., 1991, Modélisation de l'infiltration en irrigation à la raie. Résolutions numérique et analytique. Application à l'étude de la conduite des arrosages. *Thèse de doctorat Institut National Polytechnique de Toulouse*. 196 p.

BRGM, 1979, Etude des mouvements de terrain dans le bassin du Gourron.

Cosandey C., Didon-Lescot J.F., 1990, Etude des crues cévenoles : conditions d'apparition dans un petit bassin versant forestier sur le versant sud du Mont Lozère.

ETRM - RTM Haute-Garonne, 1995, Etude de l'aléa torrentiel lié à l'One dans la traversée de Luchon ; analyse de la fourniture de matériaux par le torrent du Gourron.

Mazenc Ch., Etude du bassin versant "Le Laou d'Escoumes - Gourron". *RTM Haute-Garonne*.

Noguer J., 1993a, Etude du bassin versant du Gourron-Laou d'Escoumes. *Mémoire de diplôme d'ingénieur ENSEIHT RTM Haute-Garonne*, Juin.

Noguer J., 1993b, Mesures d'infiltration sur le bassin versant du Laou d'Escoumes. *Mémoire de DEA de Physique et Chimie de l'Environnement - INP - UPS*, Septembre.

Thirriot C., 1993, Infiltration rustique - *Rapport interne Institut Mécanique des Fluides de Toulouse CT 84* 1 Juillet.

Annexe 1

SITE N°1

Ce premier site se trouve dans une zone sans arbre et avec beaucoup d'herbe. L'enfoncement des tubes se fait relativement aisément. La pente est d'environ 62 %.

Diamètre du tube en mm	Temps	Volume d'eau en l
163	2'15	3
163	1'15	3
70	1'2'15	0.75
70	-----	0.75

*---- signifie que le niveau d'eau n'a pas bougé

SITE N°2

Ce deuxième site se trouve dans une zone forestière, où le chevelu racinaire est dense. La terre paraît beaucoup plus légère. Par contre, lors de la mise en place des tubes, on remarque beaucoup de refus dus à un sol caillouteux. La pente est d'environ 65 %.

Diamètre du tube en mm	Temps	Volume d'eau en l
163	6'40	3
70	-----	0.75

SITE N°3

Ce troisième site se situe sur une pente de talweg où il n'y a aucun arbre, et aucune végétation, le terrain paraît très remanié. Le sol est assez compact et assez dur, l'enfoncement des tubes est très difficile.

Diamètre du tube en mm	Temps	Volume d'eau en l
163	1h10'	3
70	---	0.75

SITE N°4

Ce quatrième site se situe en rive gauche du Laou d'Escoumes, sur un sol couvert d'herbe et dans des terrains très remaniés.

Diamètre du tube en mm	Temps	Volume d'eau en l
163	1'	3

SITE N°5

Ce site se trouve dans une zone forestière en limite de la zone de glissements actifs. Le point de mesure s'est fait sous la flèche de relevés n°2.

Diamètre du tube en mm	Temps	Volume d'eau en l
163	1'30	2.25

SITE N°6

Ce site se trouve dans une zone de végétation, avec de petits arbustes et de l'herbe. Sur le point de mesure, le niveau est descendu très vite au début puis s'est stabilisé en suite.

Diamètre du tube en mm	Temps	Volume d'eau en l
163	24'	3

Source J. HOGUER

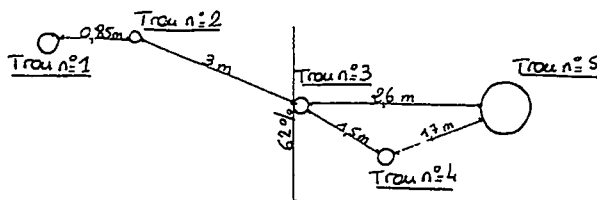
Annexe 2

Exemple de relevés de mesure dans la deuxième campagne

SITE N° 1

Même site que lors de la première campagne.

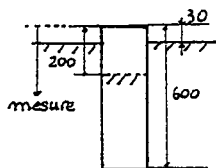
Disposition du site :



Trou n°1 :

Première mesure :

*Tube de diamètre 70 mm.



Mesures :

Eau rajoutée en l	Mesure en cm	Temps en s
0.65	0	0
	2	700
	2.5	2060
	3.3	5090
	4.4	8226
	6.8	13020

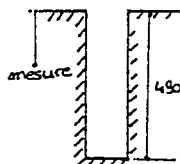
Remarques :

- au démoulage du tube, celui-ci contient un bouchon de terre ; seule la perméabilité du cylindre de terre est mesurée, puisque le fond du bouchon set sec.

Deuxième mesure :

* Mesures dans le trou laissé par le tube

Temps en s	Mesure en cm	Eau rajoutée en l	Temps en s	Mesure en cm	Eau rajoutée en l
0		0.6	813	28	
27	44		932	30.5	
70	46		1076	33	
200	49		1150	34	
224	29	0.9	1262	36	
313	30		1582	37.5	
352	31		1609	29.5	0.5
493	32		1712	30	
547	33		1723	26	0.3
641	34			21.5	0.7
692	26	0.65			



Physical weathering as a key process of badland dynamics at Vallcebre, Eastern Pyrenees

Météorisation physique comme processus clef de la dynamique des ravinements à Vallcebre, Pyrénées Orientales

David REGÜÉS* & Francesc GALLART

Institut de Ciències de la Terra "Jaume Almera" (C.S.I.C.), c/Solè i Sabarís s/n, 08028 Barcelona, Spain

Tél. (34) 93.3302816 ; Fax. (34) 93.4110012, E.mail. fgallart@ija.csic.es

** now at : Istituto per la Genesi ed Ecologia del Suolo (C.N.R.), Piazzale delle Cascine 15, 50144 Firenze, Italy*

Tél. (39) 55.32881 ; Fax. (39) 55.321148, E.mail. dregues@iges.fi.cnr.it.

Abstract

Physical weathering processes were investigated on badland surfaces in the mountainous Vallcebre area (South Eastern Pyrenees) by means of monitoring ground temperature, regolith moisture and bulk density during a three-year period. Seasonal rainfall simulation experiments were also performed to analyze the temporal changes in hydrological and erosive behaviour of the regolith.

The results evidenced the main role of freezing in regolith development, and suggested a significant dependence on hillslope aspect.

Further analysis of the potential energy spent by the main geomorphic agents (rainfall, freezing, clay shrinking) showed that the potential energy provided by freezing is about two orders of magnitude greater than rainfall kinetic energy, and that the former energy strongly depends on hillslope aspect.

These results justify that the occurrence of these badland areas depends on mountain processes, very different from those active in dry areas. The preference on northern aspects provides a witness of these differences.

Key words

Badlands, frost heaving, rainfall kinetic energy, bulk density, rainfall simulations, hillslope aspect.

Résumé

Les processus de météorisation physique ont été étudiés sur des ravinements situés à Vallcebre (sud-est des Pyrénées), avec l'enregistrement des températures, l'humidité et la densité apparente du régolite pendant trois ans. Des expériences de simulation de pluie ont également été menées pour analyser les variations temporelles du comportement hydrologique et érosif du régolite.

Les résultats démontrent le principal rôle du gel dans l'évolution du régolite, et suggèrent que les processus dépendent largement de l'orientation des versants.

Ensuite, des estimations des énergies potentielles mises en jeu par les principaux agents géomorphologiques (pluie, gel, contraction des argiles) montrent que l'énergie développée par le gel est d'environ deux ordres de magnitude plus grande que l'énergie cinétique de la pluie, et qu'elle dépend largement de l'orientation du versant.

Ces résultats justifient que la formation de ces ravinements dépend de processus de montagne, très différents de ceux actifs dans les zones sèches. La formation préférentielle des ravinements dans les orientations Nord est un témoin de ces différences.

Mots clef

Ravinements, gélivation, énergie cinétique de la pluie, densité apparente, simulation de pluie, orientation des versants.

Introduction

Badland areas are common landscapes in semiarid or arid areas, where their development is strengthened by the fact that vegetation is checked by the scarcity of water for plant growth. This climatological control on badland development usually results in low denudation rates (Ya'ir et al., 1982 ; Wise et al., 1982).

Smaller but more active badland forms have been described in the literature in humid or subhumid areas, usually related to soft deposits or rocks that suffer rapid physical weathering processes (Schumm, 1956 ; Clotet et al., 1988, Cemagref, 1987).

The aim of this work is to discuss the mechanisms that make possible the occurrence of badland forms in a subhumid mountain area in the Pyrenees, that has been subject to some detailed studies on weathering processes (Regüés 1995, Regüés et al. 1995, Pardini et al., 1996) and vegetation dynamics (Guàrdia & Ninot, 1992, Guàrdia, 1995). Special attention is paid to the potential energy supplied by the main geomorphic agents (rainfall, freezing, clay shrinking) as well as to the explication of the preferred occurrence of badland surfaces in northwards aspects.

1. Materials and methods

1.1. Characteristics of the study area

The Vallcebre area is located in the headwaters of the Llobregat basin, in the South-Eastern Pyrenees, at altitudes between 960 and 2245 m a.s.l. Mean annual precipitation is about 850 mm, and mean annual temperature at 1400 m a.s.l. is 9°C (Llorens, 1991). Freezing occurs about 100 days per year (Regüés et al., 1995).

Bedrock in this area consists of marine limestones and calcareous sandstones of Cretaceous age, covered by a nonmarine formation dominated by smectite-rich clays that facilitate mass movements and badland erosion (Solé et al. 1992).

Badland surfaces on smectite-rich mudrock are known to suffer erosion rates of about 9 mm per year, as a result of the combination of high physical weathering rates during winter and intense rainstorms during the late summer, (Clotet et al. 1988).

The experimental observations for this work were performed in the El Carot area, at 1200 m a.s.l., on a mudrock composed by clays, 29 % Smectite and 13 % Caolinite, carbonates, 33 % of Dolomite and 16 % of Calcite, 16 % of Quartz, and 3 % of Gypsum (Regüés et al., 1995).

1.2. Methods

1.2.1. Regolith dynamics

Seasonal changes on the regolith were controled through monitoring ground temperature, regolith moisture and bulk density during a three-year period.

Hourly temperatures were recorded for the air at 1.5 m above the ground as well as for the regolith at 1 cm and 10 cm depths, on three different topographical conditions: one horizontal site and two 40° slopes with Northern and Southern aspects respectively (Regüés et al., 1993).

Regolith moisture and bulk density were measured every 10-20 days. Moisture samples were collected on all plots at three depths: Surface crust, 0-5 cm and 5-10 cm. Samples were obtained with a stainless steel tube of 2.7 cm inner diameter provided with reference marks every 5 cm ; two replicates per sample were taken each time.

Bulk densities were obtained periodically for regoliths at depths between 0 and 5 cm, and once for unweathered mudrocks, between 30 and 35 cm. The same method was applied to the regoliths of the rainfall simulation plots.

Spatial heterogeneity of regolith moisture and bulk density was analyzed on a seasonal basis (once or twice each season) by taking about 15 samples within every plot.

Rainfall simulation experiments were carried out with the help of a small portable nozzle-based spray simulator (Calvo et al., 1988). This simulator produces droplets of about 1.2 mm of mean diameter (Cerdà, 1993), falling from an effective height of 2.8 m (physical height plus the height corresponding to the initial drop velocity). The rainfall intensity used was always near 50 mm/h, which occurs in this area about two or three times per year during periods of up to thirty minutes. Simulation plots were delimited with a steel ring that has a constant area of 0.233 m², supplied with a drain pipe to collect runoff samples.

Thirteen rainfall simulations were performed on two uniform areas of two moderately different kinds of regolith, between 8 July 1991 and 11 October 1993, at the different physical conditions of regolith observed along the year. The duration of the simulations was modified depending on the time of initial runoff.

The purpose of the rainfall experiments was not to gather estimates of the actual infiltration and erosion processes, but to compare the behaviour of the regolith through the year in relation to its degree of development and wetness.

1.2.2. Potential energy of weathering

The yearly amounts of potential energy supplied by rainfall, freezing, and soil desiccation were obtained after the following procedures :

Freezing energy. Temporal temperature patterns along vertical profiles were obtained for northern and southern aspects with the means of a simplified heat transfer model (Campbell, 1985), using measured temperature records during the period 1992-93 (Regüés, 1995) for model inputs. This model does not take into account the latent heat used for liquid-solid state changes, but its performance is here considered satisfactory, because the results are used only in a comparative manner.

The potential heaving energy supplied by soil water freezing through ice crystals growth was calculated for every freezing transition from positive to below -0.5°C, using the product between the volume increment and the crystallisation pressure, taking into account the relative volumetric water content of regoliths. This energy is hereafter named Frost Weathering Energy (FWE).

Crystal growth pressure was obtained with the Clausius-Clapeyron equation (Shumskii, 1964), that yielded a specific pressure of $1.3 \cdot 10^7 \text{ N m}^{-2} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$. Ice specific volume was taken as 1.0908 l kg⁻¹. Regolith water content was considered uniform along the temperature profiles, taking 25 % for northern aspects and 15 % for southern ones, derived from field records.

This potential heaving energy (FWE) was then compared with the annual heat flow supplied by the soil when surface temperature decreases below freezing, obtained from the same simplified model. This was made in order to obtain an upper bound of the available energy involved in freezing phenomena.

Regolith water retention energy (swelling). The weathering energy provided by clay swelling-shrinking alternances was evaluated through the assessment of the work involved in matric potential changes. This is a simplistic approach whose limitations will be discussed in the light of the results.

1. Dessication. The soil matric potential curve (drying water retention curve) (eq.1) obtained for the first 5 cm of the regolith (Regüés, 1995) was used for cumulating the increases in soil water potential for the wetting transitions observed during the recording period. This energy was referred as a specific potential swelling energy, per square meter and year.

$$\psi = \frac{10^{-2.832}}{10.2 * \theta^{-8.56}} \quad (1)$$

where ψ is the matric potential (pF) and θ is the volumetric moisture.

This method supplied only an estimate of the order of magnitude of the energy involved in regolith moisture changes because more reliable figures would need a continuous moisture recording.

2. Cryosuction. Nevertheless, the actual work of shrinking-swelling cycles should not be considered only by dessication, because the regolith matrix is dried every freezing event through the cryosuction process (Takagi, 1979 ; Brown & Payne, 1990).

The potential swelling energy provided by cryosuction processes was estimated with the help of a relationship between freezing temperature and the equivalent regolith matric potential, calculated with the assumption that the water vapour content in the regolith atmosphere is in equilibrium with the ice phase, that equals the vapour pressure over water retained in pores by capillary forces.

The saturation vapour partial pressures in equilibrium with water and ice at different negative temperatures were used to calculate the relative moisture of regolith atmosphere, and the corresponding matric potentials were obtained with the ideal gas equation (Mullins, 1991). The relationship obtained between freezing temperature and the corresponding matric potential can be fitted to a line with the equation (2).

$$\psi = -0.0456 + 0.508T \quad (2)$$

where ψ is the matric potential in MPa, and T is temperature in °C.

This equation was used to obtain the cryosuction values corresponding to the simulated temperature profiles in both northern and southern aspects, taking into account the observed regolith moisture values that limit the temperature of the beginning of the cryosuction.

Respective matric work for both, dessication and cryosuction, was then obtained with the integral of the regolith water retention curve (3).

$$W = \frac{0.098 * 10^{-2.832}}{-7.56} * (\theta_1^{-7.56} - \theta_2^{-7.56}) \quad (3)$$

where W is the matric work in MJ m⁻³, θ_1 is the initial moisture and θ_2 the final moisture.

1.2.3. Rainfall kinetic energy

The potential energy supplied by the rainfall kinetic energy was estimated after the Wischmeier & Smith (1958) formula (4).

$$Ke = P * (11.9 + 8.73 * \log i) \tag{4}$$

where Ke is the kinetic energy in kJ m^{-3} , P is the rainfall depth in mm, and i is the rainfall intensity in mm h^{-1} .

Five-minute time step rainfall records from the meteorological station at Cal Parisa (Llorens, 1991) were used as input values.

2. Results and discussion

2.1. Regolith dynamics

Figure 1 shows the temporal arrangement of the periods when several indicators of regolith physical conditions or behaviour attained the maximum value, summarizing the observations carried out along three years. These results suggest that bulk density and moisture show an inverse relationship, whereas the erosive and hydrological responses occur respectively before and after the period of maximum bulk density values. These observations enhance the seasonal behaviour of the regolith, as a response to the physical weathering processes.

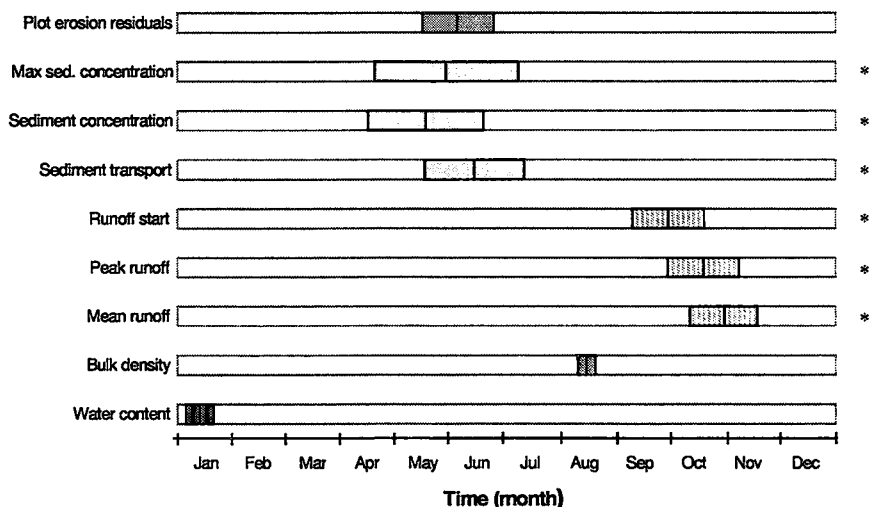


Figure 1 - Temporal arrangement of maximum values for several indicators of regolith status and behaviour along the year. * Variables obtained with rainfall simulation experiments

2.2. Temperature profiles

The results of the heat transfer model stress the major role of hillslope aspect on the temperature regimes. Figure 2 represents the profiles of the annual number of freezing cycles; freezing reaches a depth of 25 cm in the southern aspect whereas it reaches more than 50 cm in the northern one. This is the consequence of a similar number of freezing cycles in both aspects at the surface, but with longer duration and lower temperatures in the northern aspect.

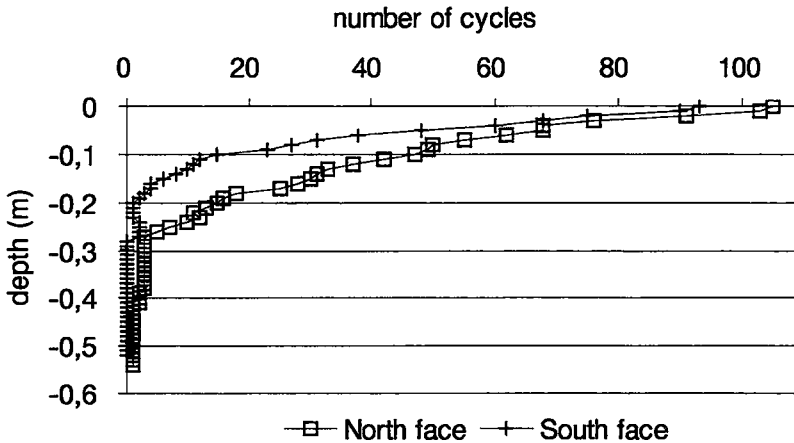


Figure 2 - Northern and southern profiles of the annual number of freezing cycles

Figure 3 depicts the profiles of freezing duration: the differences between the two aspects are higher than for the number of freezing cycles. A relevant feature shown by this graph is the formation of a seasonal permafrost during 3-4 days in the northern aspect at 15 cm depth, whereas the maximal duration of freezing in the southern aspect is only of 12 hours.

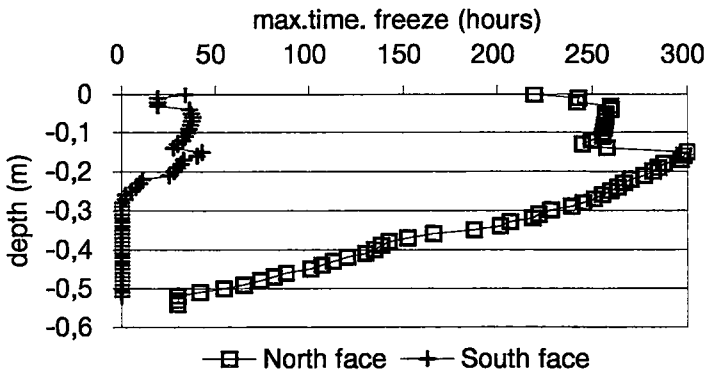


Figure 3 - Northern and southern profiles of the duration of the longest freezing period.

2.3. Frost weathering energy

Figure 4 shows the results of the computations of potential ice-growing energy (FWE) along the vertical profiles. Table 1 shows the global assessment of the freezing energy both from model estimates and from surface temperatures, as well as some data on the thermal regimes used for these computations. *Freezing heat flow* in this table represents the estimate of the total annual heat flow from the ground surface when its temperature decreases below 0°C ; this is a remote upper limit of the freezing energy because it is used not only for freezing but also for decreasing the temperature of the soil profile.

The following considerations can be stated from the analysis of data on Figure 4 and Table 1 :

- *The northern aspects support twice the whole potential energy for freezing (freezing heat flow) than southern aspects, due to the longer duration of freezing periods.*
- *The energy related to ice-growing (FWE) is about three orders of magnitude smaller than the potential energy for freezing (freezing heat flow).*
- *Finally, the northern aspects yield a heaving energy (FWE) almost three and half times higher than the southern ones, because of the combination of both the deeper penetration of freezing and the higher regolith water content. Differences between aspects are small at the ground surface but increase with depth.*

2.4. Water suction energy

Drying. The assessment of water retention energy dissipated by drying was performed for regolith moisture records at 0-5 cm depth and 5-10 cm depth. The number of moisture measurements used for the shallow depth was 32, whereas for the deeper profile only 29 measurements were available, covering a time span of 36 months in both cases.

	Record		Model	
	NORTH	SOUTH	NORTH	SOUTH
Freezing duration (hours)	2 008	1 122	1 550	850
Cumulated – temperature (°C h)	-5 067	-2 242	-5 348	-2 375
Minimum temperature (°C)	-11.5	-8.6	-11.5	-8.6
Freezing cycles at the surface (n)	131	112	103	89
Freezing heat flow (kJ m ⁻²)	-----	-----	3.9 10 ⁶	2.0 10 ⁶
FWE 0 - 1 cm (kJ m ⁻²)	1 171	513	1 048	456
FWE 1-26 cm (kJ m ⁻²)	-----	-----	7 184	2 040
FWE 27-52 cm (kJ m ⁻²)	-----	-----	254	0.0
FWE 0 - 100 cm (kJ m ⁻²)	-----	-----	8 486	2 496

Table 1 - Summary of the annual negative temperature registers and freezing energy, obtained for the study profiles from records and with the help of the heat transfer model. FWE means Frost Weathering Energy and represents the work made by ice crystals growth

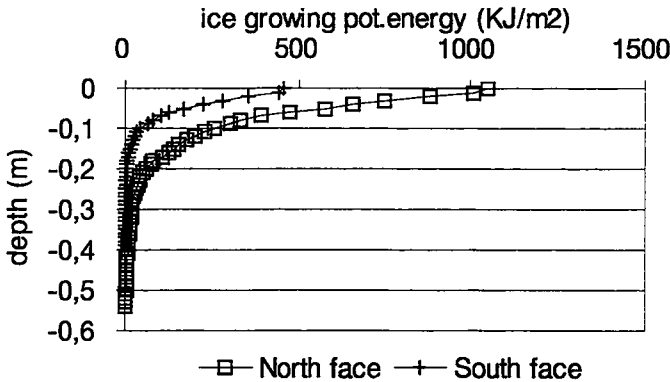


Figure 4 - Potential ice-growing energy (FWE) along the vertical profiles

The results obtained show significant differences between aspects, that overcome the small differences that can result from uncertainties introduced through the sampling procedures. The annual cumulated energies for the first 5 cm are 0.73 and 34.7 MJ m⁻² for northern and southern aspects respectively, whereas these are 0.51 and 24.3 MJ m⁻² for the 5-10 cm interval.

The comparison shows therefore that the southern aspect is provided with about 48 times the energy available on the northern aspect for both depth ranges, evidencing that wetting-drying cycles are therefore much more active in southern aspects.

The energy dissipated by this process is almost one order of magnitude higher than the ice-growing energy, result that claims against field (Regüés, 1995) and laboratory (Pardini et al. 1996) witness of a much higher weathering role of frost heaving. The water retention energy seems therefore to be poorly representative of the weathering work.

The highest matric potential values estimated correspond to the the very low water contents observed in sunny aspects. Nevertheless, it is known that soils do not change in volume linearly with changes of water content, and especially, no volume modifications are produced when water content changes remain below the Atterberg's *shrinking limit* or within the *null domain* of porosity (Haynes, 1923). We can conclude that high amounts of energy are needed for regolith dessication, but the weathering role of this process remains questionable.

Cryosuction. The matric energy related to water content changes in the regolith matrix induced by freezing cycles yield 282 kJm⁻² on northern aspect and 42 kJm⁻² on southern aspect. This 1:7 ratio is provided by both the lower temperatures and the deeper penetration of freezing on northern slopes.

Although the values of regolith water content related to these cycles are much higher than those for dessication and, consequently, can be related to significant changes in volume, it is clear that the cryosuction mechanism remains subordinated to the ice-growing process.

2.5. Rainfall kinetic energy

The cumulated rainfall kinetic energy for the three 12-month period yielded 23.7, 23.4 and 14.5 kJ m^{-2} respectively. These values are about two orders of magnitude smaller than the ice-growing energy (FWE).

Figure 5 displays the daily rainfall kinetic energy together with the regolith weathering condition, represented by the record of its bulk density. Rainfall events falling on weathered (low density) regolith increase its bulk density due mainly to its depletion but also to its compaction, as described by several authors (Tackett & Pearson, 1965 and Slattery & Bryan, 1992 among others). Subsequent rainy events falling over high density regolith produce smaller modifications on bulk density.

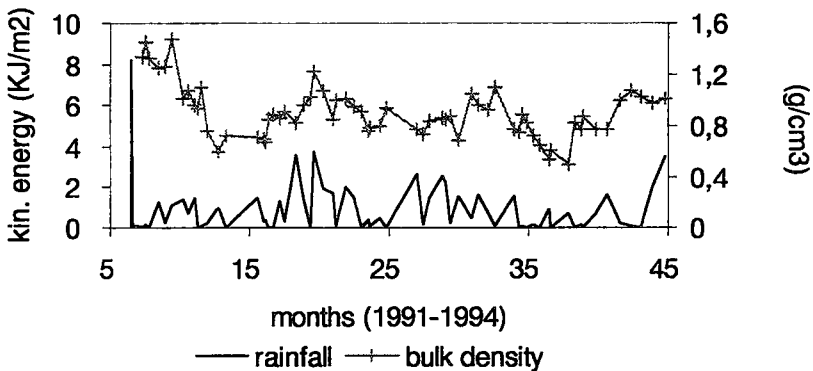


Figure 5 - Daily rainfall kinetic energy and regolith weathering condition, represented by the record of its bulk density

This graph also suggests that after a freezing period, a very small amount of kinetic energy provided by rainfall is able to produce the recovery of high values of bulk density, compensating the role of the much bigger amount of energy provided by freezing. In other words, the energy needed to weather the mudrock is about 100 times higher than the energy needed for the erosion of the produced regolith.

Conclusions

The analysis of the geomorphic agents active in the badland areas at Vallcebre demonstrate that physical weathering processes (frost heaving, clay swelling) spend amounts of potential energy about two orders of magnitude greater than rainfall-induced erosion (rainfall kinetic energy). The main problem is now the assessment of the effective work, in accordance with Caine's (1976) statement: "the power of sediment movement is two to three orders of magnitude less than the power of the raindrop impacts required to produce it".

The amount of energy involved in freezing is twice on northern aspects than on southern ones, and the higher water content available on northern aspects increases the efficacy of

the freezing cycles, the potential frost weathering energy being therefore three and half times higher on northern slopes.

Vegetation patterns are also strongly controlled by aspect, the vegetation on northern aspects being more degraded both in terms of cover and species richness than on southern ones (Guàrdia & Ninot, 1992 ; Guàrdia, 1995).

These evidences demonstrate that the occurrence of badland forms in this mountainous area is due to mechanisms different from these active on dry areas. Badland surfaces show sharp boundaries with the neighbouring hillslopes covered by dense grass or forest vegetation covers, evidencing the extreme contrast between erosion rates.

Acknowledgements

This work was funded by the project AMB93-0844-C06-05 and subsequently AMB95-0986-C02-01 (CICYT). The contribution of the first author was possible through the agreement between DGCONA and CSIC (LUCDEME Programme).

The authors are indebted to Giovanni Pardini, Dino Torri, Ermanno Bussoni and Fiorenzo Ugolini for their useful comments.

Bibliographie

Brown S.C. & Payne D., 1990, Frost action in clay soils. II. Ice and water location and suction of unfrozen water in clays below 0°C. *Journal of Soil Science*, 41, 547-5.

Caine N., 1976, A uniform measure of subaerial erosion. *Geological Society of America Bulletin*, 87, 137-140.

Calvo A., 1988, Un simulador de lluvia portátil de fácil construcción. In: M.Sala & F. (eds.), Métodos y Técnicas para la medición en el campo de procesos geomorfológicos. Monografía nº1, Sociedad Española de Geomorfología. Zaragoza.

Campbell G.S., 1985, *Soil physics with basic*. Transport models for soil-plant systems. Ed.Elsevier, Amsterdam,150 pp.

Cemagref-ONF-RTM, 1987, Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte-rendu nº 1 en érosion et hydraulique torrentielle. *Cemagref Grenoble*, 128 pp.

Cerdà A., 1993, La infiltración en los suelos del País Valenciano. Factores y variaciones espacio-temporales". Unpublished Ph.D. Thesis. Universitat de València, Fac. de Geografia i Història, 357 pg.

Clotet N., Gallart F. and Balasch J., 1988, Medium term erosion rates in a small scarcely vegetated catchment in the Pyrenees. *Catena* supp., 13 : 37-47.

Guardia R., 1995, *La colonització vegetal de les àrees erosionades de la conca de la Baells (Alt Llobregat)*. Unpublished Ph.D Thesis. Univ. de Barcelona, 317 pp.

Guardia R., Ninot J.M., 1992, Distribution of plant communities in the badlands of the upper Llobregat basin (southeastern Pyrenees). *Studia Geobotanica*, 12 : 83-103.

Haynes W.B., 1923, The volume changes associated with variations of water content in soil. *J. Agric. Sci.* 13:293-310.

Llorens P., 1991, *Resposta hidrològica i dinàmica de sediments en una petita conca pertorbada de muntanya mediterrània*. Unpublished Ph.D.Thesis. Univ. de Barcelona. pp. 276.

Pardini G., Vigna Guidi G., Pini R., Regúés D., Gallart F., 1996, Structural changes of smectite-rich mudrocks experimentally induced by freeze-thawing and wetting-drying cycles. *Catena* 27: 149-165.

Regúés D., 1995, *Meteorización física en relación con los procesos de producción y transporte de sedimentos en un área acarcavada*. Unpublished Ph.D.Tesis. Univ de Barcelona. pp. 302.

Regúés D., Llorens P., Pardini G., Pini R., Gallart F. 1993, Physical weathering and regolith behaviour in a high erosion rate badland area at the Pyrenees: research design and first results. *Pirineos*, 141/142 : 63-84.

Regúés D., Pardini G., Gallart F., 1995, Regolith behaviour and physical weathering of clayey mudrock as dependent on seasonal weather conditions in a badland area at Vallcebre, Eastern Pyrenees. *Catena*, 25 : 199-212.

Schumm S.A., 1956, Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Geol. Soc. Amer. Bull.* 67 : 597-645.

Solé A., Josa R., Pardini G., Aringhieri R., Plana F., Gallart F., 1992, How mudrock and soil physical properties influence badland formation at Vallcebre (Pre-Pyrenees, NE Spain). *Catena* 19, 3/4 : 287-300.

Shumskii P.A., 1964, The basic physical properties of ordinary ice, in: *Principles of Structural Glaciology*, pp. 497.

Slattery M.C., Bryan R.B., 1992, Laboratory experiments on surface seal development and its effect on interrill erosion processes. *Journal of Soil Science*, 43 : 517-529.

Tacket J.L., Pearson R.W., 1965, Some characteristics of soil crusts formed by simulated rainfall. *Soil Science*, 99, 407-413.

Takagi S., 1979, Segregation freezing as the cause of suction force for ice lens formation. *Engineering Geology*, 13 : 93-100.

Wise S.M., Thornes, J.B., and Gilman, A., 1982, How old are the badlands ? *In* : R. Bryan & A. Ya'ir, Eds. *Badland Geomorphology and Piping*. (Geo-Books, Norwich. 259-278.

Wischmeier W.H., Smith D.D., 1958, Rainfall energy and its relationship to soil loss. *Transactions, American Geophysical Union* 39 : 285-291.

Ya'ir A., Goldberg P. & Brimer B., 1982, Long term denudation rates in the Zin-Havarim badlands, northern Negev, Israel. *in*: R. Bryan & A. Ya'ir, Eds. *Badland Geomorphology and Piping*. Geo-Books, Norwich, 279-292.

Dynamique du transport solide du torrent du Laval à Draix

Dynamics of solid transport in the Laval torrent

Didier RICHARD, Cemagref,
2 rue de la papeterie - BP 76, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex
Tél : +33 (0)4 76 76 27 73 - Fax : +33 (0)4 76 51 38 03 –
Messagerie électronique didier.richard@cemagref.fr

Résumé

Deux recherches ont été menées pour tenter de caractériser les transports solides torrentiels à une échelle plus fine que l'ensemble du bassin versant. Ces travaux ont été conduits sur le torrent du Laval (86 ha, dont 63 ha dégradés), l'un des bassins versants instrumentés dans le dispositif des bassins expérimentaux de Draix.

La première étude a consisté à suivre les déplacements de cailloux individuels, provoqués par les crues. Ces cailloux, artificiels ou naturels, avaient été "marqués" au moyen d'un aimant, de façon à pouvoir être retrouvés à l'aide d'un magnétomètre après chacune des crues étudiées. Les résultats révèlent certaines caractéristiques du mouvement individuel des particules solides transportées dans le Laval.

Une seconde étude a consisté à évaluer les capacités d'un modèle hydro-sédimentologique développé au Cemagref à rendre compte des cycles de dépôt / reprise observés dans les biefs du Laval. Pour cela, une campagne de relevés topographiques a été menée sur environ un kilomètre le long du torrent, après chaque crue importante durant toute une saison. Les modèles numériques de terrain issus de ces données topographiques ont permis d'évaluer les variations de stock sédimentaire générées par les différentes crues, et de les comparer aux résultats de la modélisation.

Abstract

Two studies were carried out in an attempt to characterise torrential solid transport at a finer scale than that of the whole catchment. These studies were carried out on the Laval stream (86 ha, 63 ha of bare area), one of the instrumented catchments of the Draix experimental site.

In the first study, the travel distance of individual pebbles caused by floods were surveyed. These natural or artificial pebbles had been labelled by means of magnets so that they could be recovered with the help of a magnetometer after each flood. The results show some characteristics of the individual travel of particles transported in the Laval stream.

The goal of the second study was to evaluate the performance of a hydro-sedimentological model developed by Cemagref, to explain the aggradation / degradation cycles observed in the Laval reaches. For that purpose, topographical surveys were carried out about one kilometre along the stream, after each important flood during a whole season. From the digital elevation models built from these topographical data, it was possible to evaluate the variations of the sediment stocks resulting from the different floods, and to compare them to the modelling results.

Ces travaux ont été réalisés avec le soutien financier de l'Union Européenne (projet "EROSLOPE" - programme Environnement / Climat - contrat n° EV5V - 0179) (Richard, 1995).

Introduction

Les mécanismes d'érosion, d'écoulement et de transport solide qui interviennent dans la formation et la propagation des crues torrentielles sont nombreux et variés. Aussi, l'étude des écoulements hyperconcentrés tels que ceux que l'on observe à Draix n'est pas aisée. Le dispositif de mesure tel qu'il est configuré actuellement permet la mesure des apports solides uniquement de façon globale, pour un épisode de crue donné et pour l'ensemble d'un bassin versant. Deux recherches ont été menées récemment pour tenter de caractériser les transports solides torrentiels à une échelle plus fine que l'ensemble du bassin versant, respectivement à l'échelle de la particule élémentaire, et de biefs relativement courts (quelques dizaines de mètres). Ces travaux ont été menés sur le torrent du Laval (86 ha, dont 63 ha dégradés), l'un des bassins versants instrumentés dans le dispositif des bassins expérimentaux de Draix (Cemagref, 1988).

1. Etude de la dispersion d'échantillons de cailloux marqués

1.1. Objectifs

La mesure du transport solide en torrent n'est en général pas chose aisée, et nécessite souvent des constructions lourdes. Le suivi du déplacement de particules marquées pourrait constituer une méthode alternative intéressante pour estimer les transports solides. Les bassins versants de Draix offraient la possibilité de confronter les résultats de telles estimations aux mesures directes réalisées à l'exutoire des bassins versants. On ne présentera pas ci-dessous le détail de cette comparaison, mais on insistera sur les caractéristiques principales du mouvement individuel de particules sédimentaires que ces expériences ont mis en évidence.

1.2. Expériences

Nous avons utilisé des cailloux "magnétiques", qu'il était possible de retrouver après chaque crue à l'aide d'un magnétomètre. Cette technique a été choisie en raison de sa simplicité de mise en œuvre, et pour les bons résultats qu'elle permet en termes de pourcentage de cailloux retrouvés (Shick, Lekach, et Hassan, 1987).

Les cailloux magnétiques ont été produits de deux façons différentes. Un premier échantillon a été fabriqué en moulant un mélange de ciment et de sable autour d'un aimant cylindrique, avec des proportions de sable et de ciment ajustées pour retrouver une masse volumique du caillou semblable à celle des cailloux naturels. Un second échantillon de cailloux plus gros a été fabriqué simplement en logeant un aimant dans des cailloux calcaires préalablement percés. Compte tenu de la dimension choisie pour les aimants utilisés, assez grosse pour retrouver le plus possible de cailloux, les cailloux "magnétiques" se situaient plutôt dans la partie supérieure de la courbe granulométrique des sédiments du lit du Laval, comme on peut le voir sur la figure 1. Ceci étant, les résultats d'études antérieures (Schmidt et Ergenzinger, 1992 ; Shick, Lekach, et Hassan, 1987), et cela a été confirmé par nos propres résultats, semblent indiquer qu'il n'y a pas de relation claire entre la taille des sédiments et la distance parcourue.

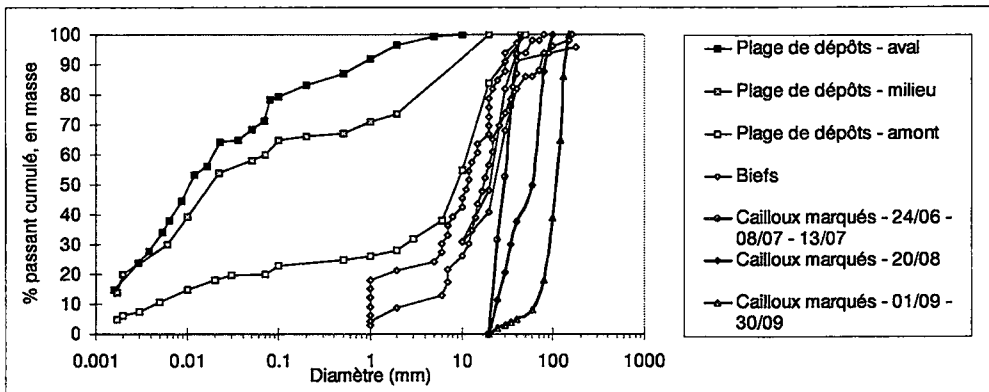


Figure 1 - Courbes granulométriques des sédiments naturels et des cailloux artificiels

Les cailloux "magnétiques" ont systématiquement été placés dans la même section en travers de départ, à environ 1 km en amont de la plage de dépôt du Laval. Pendant l'été 1993, les cailloux magnétiques ont été recherchés à 6 reprises, et à chaque fois replacés dans cette section de départ. Les distances parcourues entre deux opérations de recherche consécutives ont ainsi pu correspondre à une ou plusieurs crues successives, comme décrit dans le tableau 1 ci-dessous.

Les échantillons utilisés ont compté entre 45 et 103 cailloux "magnétiques", dont 93 à 100 % ont été retrouvés, à l'exception de la recherche n° 6, compte tenu d'un nombre important de cailloux enterrés dans la plage de dépôts à grande profondeur (supérieure à 80 cm - 1 m).

n°	Dates		Pluie		Débit liquide	
	Opération de recherche	Crues correspondantes	Pluie (mm)	Intensité maximale en 1 mn (mm/h)	Ruissellement (mm)	Débit de pointe (l/s)
1	24 Juin	22 Juin	24	25	2.5	645
2	8 Juillet	29 Juin	30	72	7.7	3220
		1 ^{er} Juillet	9	30	0.8	260
3	13 Juillet	10 Juillet	18	84	3.2	688
4	20 Août	15 Août	12	50	1.5	1090
5	1 ^{er} Sept	24 Août	10	90	0.2	80
		27 Août	35	90	11.5	3500
6	30 Sept	23/24 Sept	130	45		2400

Tableau 1 - Caractéristiques des opérations de recherche et des crues correspondantes

1.3. Résultats

1.3.1. Dispersion longitudinale

Pour toutes les séquences de crues observées, la dispersion a été très importante, puisqu'à chaque fois, des cailloux "magnétiques" ont été retrouvés tout le long du kilomètre séparant la section de départ de la plage de dépôts (cf. figure 2).

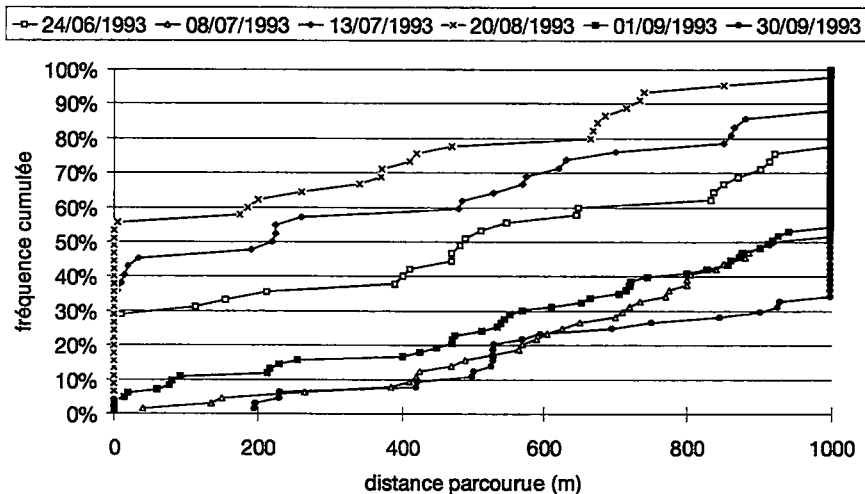


Figure 2 - Dispersion longitudinale des cailloux "magnétiques" pour les 6 recherches

1.3.2. Relation entre la distance parcourue et le poids des cailloux

Comme on peut le voir sur la figure 3, il n'y a pas de relation évidente entre le poids des cailloux et la distance qu'ils parcourent. Dans certains cas, on pourrait même observer une vague tendance à des distances parcourues plus longues pour les particules les plus grosses.

1.4. Conclusion

Les déplacements de particules individuelles et leur énorme dispersion traduisent un transport solide intense et dynamique même pour des crues relativement modestes. La grande variabilité observée dans les déplacements est certainement le résultat de processus multiples et complexes.

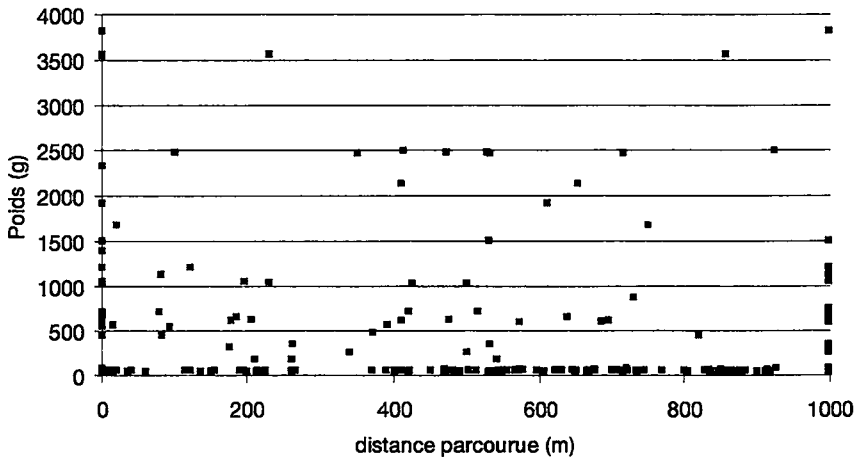


Figure 3 - Relation entre poids des cailloux et distances parcourues (toutes crues confondues)

2. Modélisation des cycles de dépôts / reprises

2.1. Objectifs

L'objectif de cette étude était double. D'une part les mesures mises en œuvre devaient nous permettre de quantifier l'importance des variations de stock sédimentaire induites par les crues torrentielles dans un torrent tel que celui du Laval à Draix. D'autre part cette connaissance quantifiée ouvrait la possibilité de les confronter avec les résultats d'un modèle hydro-sédimentologique simple.

2.2. Expériences

2.2.1. Levés de terrain

Pour accéder à la connaissance des stocks sédimentaires et de leurs variations dans les biefs du Laval, nous avons réalisé des levés topographiques systématiques du fond du lit du torrent, sur une distance d'environ un kilomètre en amont de la plage de dépôts. Ces levés ont été réalisés, autant que possible après chaque crue importante, à l'aide d'un théodolite, d'un distancemètre et d'un carnet électronique. Au total, durant l'été 1993, 5 levés ont été réalisés, les 16/03, 17/05, 07/07, 01/09 et 30/09. Au préalable, 30 paires de piquets avaient été installées sur les berges du torrent, de façon à servir de points fixes de référence.

Un traitement adapté des données de ces levés topographiques a ensuite permis de calculer les modèles numériques de terrain correspondants, puis de calculer par différence les

variations de volume dans les biefs entre deux levés consécutifs. Ces traitements ont été réalisés principalement à l'aide du module TIN du système ArcInfo.

2.2.2. Modélisation

2.2.2.1. Le modèle ETC

Parallèlement, l'évolution dynamique du même tronçon du torrent du Laval pour les mêmes séquences de crue a été modélisée. Pour cela, nous avons utilisé le modèle ETC (pour Erosion des Torrents en Crue), développé au *Cemagref* (Borges, 1993 ; Borges, Brochot, et Meunier, 1993 ; Brochot et Meunier, 1996). Ce modèle permet de représenter de façon globale et intégrée le comportement hydrologique et érosif d'un bassin versant torrentiel durant une crue. Il est intégré parce qu'il simule l'ensemble des processus hydro-sédimentologiques intervenant dans le bassin versant, de la pluie jusqu'aux écoulements à l'exutoire. Et l'approche est globale dans la mesure où le bassin versant est décrit à l'aide de caractéristiques moyennes et non locales.

Pour autant, il est possible, et c'est souvent intéressant, de représenter le bassin versant de façon spatialisée, c'est-à-dire en différenciant un certain nombre d'unités homogènes. Ces unités sont de deux types : des *versants* (ou *sous-bassins*) de caractéristiques physiques homogènes, et des *biefs* uniformes. A chacune de ces unités sont ensuite appliquées des fonctions de production ou de transfert adaptées à leurs caractéristiques moyennes. Sur le schéma conceptuel de la figure 4 ci-dessous, chaque flèche représente une famille-type de fonctions incluses dans le modèle et proposées au choix de l'utilisateur.

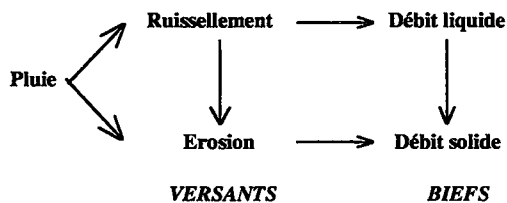


Figure 4 - Principe général du modèle ETC

ETC applique ensuite l'équation de continuité aux flux liquide et solides, entre les différentes unités constituant le bassin versant.

Le principe d'évaluation du transport solide par charriage est donné par la figure 5. La capacité maximale de transport est évaluée d'après les caractéristiques du bief considéré, principalement sa pente et la composition granulométrique du lit, par une formule de transport solide adaptée aux fortes pentes. Dans ce travail, les formules de Smart et Jaeggi (1983), Rickenmann (1990) et Lefort (1993) ont été utilisées. En fonction de l'écart entre la capacité maximale de transport ainsi calculée et l'apport solide provenant du (ou des) bief(s) et éventuellement de versants amont, il y aura érosion ou dépôt. En cas d'érosion, le volume d'érosion est limité par le volume du stock sédimentaire effectivement présent dans le bief. Le cas échéant, le modèle peut tenir compte de la présence d'un pavage.

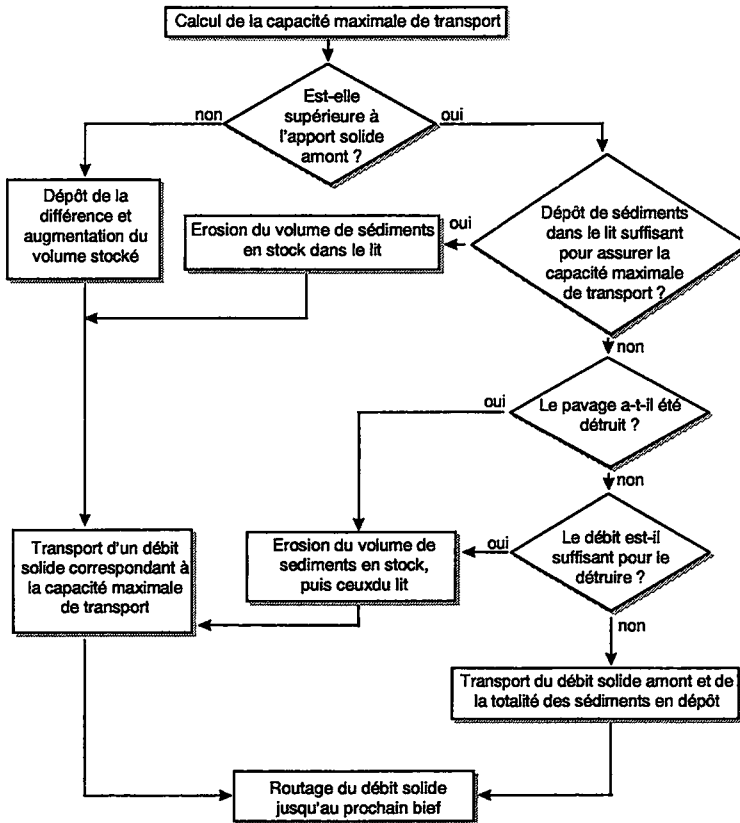


Figure 5 : Module de transport par charriage dans ETC

2.2.2.2. Mise en œuvre du modèle

Pour ce travail, le bassin du Laval a été décomposé en 9 unités *sous-bassins* et 9 unités *biefs* pour les simulations. La figure 6 et le tableau 2 ci-dessous donnent la position et les principales caractéristiques de ces unités.

	Longueur (m)	Largeur (m)	Fruit des berges	Pente (%)		Surface (ha)
BF1	100	4.2	1.8	3.3	SB0	7.31
BF2	74	4.2	1.7	5.6	SB1	22.33
BF3	57	4.5	2.0	4.6	SB2	20.48
BF4	46	4.8	2.1	5.2	SB3	5.73
BF5	179	4.7	1.5	3.3	SB4	10.64
BF6	108	5.4	1.7	3.8	SB5	4.15
BF7	149	4.7	1.3	4.6	SB6	6.94
BF8	116	3.6	1.9	4.2	SB7	3.37
BF9	113	3.9	1.4	6.2	SB8	4.24
Total	941				Total	85.19
<i>Moyenne</i>		<i>4.5</i>	<i>1.6</i>	<i>4.4</i>		

Tableau 2 - Principales caractéristiques des biefs et sous-bassins

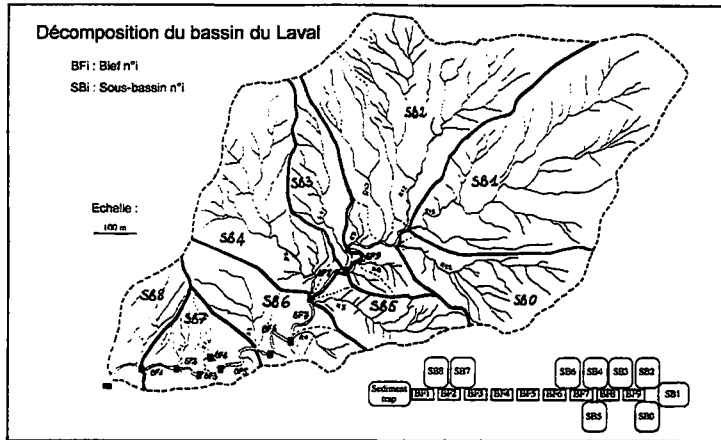


Figure 6 - décomposition du bassin versant du Laval

2.3. Résultats des expériences

Le tableau 3 ci-dessous rassemble les variations de volumes de stocks sédimentaires, pour les neuf biefs retenus, entre deux levés topographiques consécutifs. On constate l'énorme variabilité des dépôts et des reprises d'érosion, d'une crue à l'autre et/ou d'un bief à l'autre.

Bief	Variations de volume (m ³) (densité apparente d _s = 1.7)				Total
	16/03-17/05	17/05-07/07	07/07-01/09	01/09-30/09	
BF1 (100 m)	-10	32	0	-18	5
BF2 (74 m)	6	6	-7	-18	-14
BF3 (57 m)	-14	205	-104	16	103
BF4 (46 m)	-12	195	-14	-14	155
BF5 (179 m)	-32	42	58	-57	12
BF6 (108 m)	-32	100	-112	-54	-99
BF7 (149 m)	-33	12	43	-84	-62
BF8 (116 m)	-1	6	46	-56	-6
BF9 (113 m)	-7	74	37	-86	18
Total	-136	671	-52	-371	112

Tableau 3 - Variations de volume dans les biefs, calculées à partir des levés topographiques

2.4. Modélisation

2.4.1. Le modèle ETC

Nous avons fait le choix, pour les modélisations avec le modèle ETC, d'utiliser des conditions initiales et aux limites déduites le plus directement possible des mesures, de façon à centrer précisément la comparaison entre mesures expérimentales et calcul sur la question de la distribution des variations de stock sédimentaire entre les biefs, et entre la plage de dépôts et les biefs.

C'est ainsi que par exemple, nous avons retenu, crue par crue, les fonctions de production et de transfert hydrologiques qui permettaient d'obtenir la meilleure correspondance entre l'hydrogramme de crue calculé à l'exutoire du bassin versant, et l'hydrogramme mesuré à la station limnimétrique.

Pour les mêmes raisons, le total des volumes fournis par les *sous-bassins* entre deux levés consécutifs a été choisi égal à la somme d'une part des dépôts observés dans la plage de dépôts, et d'autre part de la variation (positive ou négative) du stock total dans les biefs pendant la période considérée. Lorsqu'un levé correspond à plusieurs crues, ce cumul d'apports de versants est ensuite ventilé par épisode de crue proportionnellement aux mesures réalisées durant la même période sur le petit bassin versant voisin de la Roubine. Ensuite, pour une crue donnée, le volume d'apport est distribué spatialement entre les *sous-bassins* proportionnellement à un indice faisant intervenir pente et surface dénudée. Enfin, la production de sédiments d'un *sous-bassin* par pas de temps en cours de crue est proportionnelle au débit liquide.

2.4.2. Résultats de la modélisation

La figure 7 ci-dessous présente la comparaison entre les mesures des apports dans la plage de dépôts et les résultats des calculs avec les formules de transport solide de Smart et Jaeggi (1983), Rickenmann (1990) et Lefort (1993), pour chacune des crues de la période de mesure.

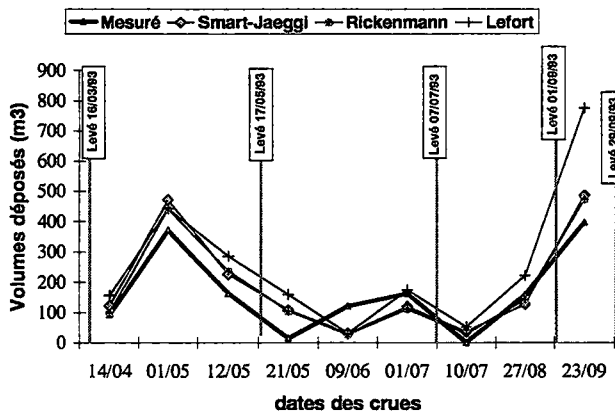


Figure 7 - Volumes déposés dans la plage de dépôts - comparaison des mesures avec les résultats de calculs par ETC

Pour ce qui concerne la distribution des stocks sédimentaires entre les biefs, on obtient des résultats relativement décevants si l'on affecte à chaque bief sa propre pente moyenne obtenue grâce aux levés topographiques. En revanche, les résultats sont bien meilleurs si l'on utilise dans les calculs la même pente pour tous les biefs, égale à la pente moyenne du kilomètre de cours d'eau étudié (figure 8). C'est particulièrement visible pour la période du 1^{er} au 30 septembre, qui correspond à une seule crue, importante de surcroît.

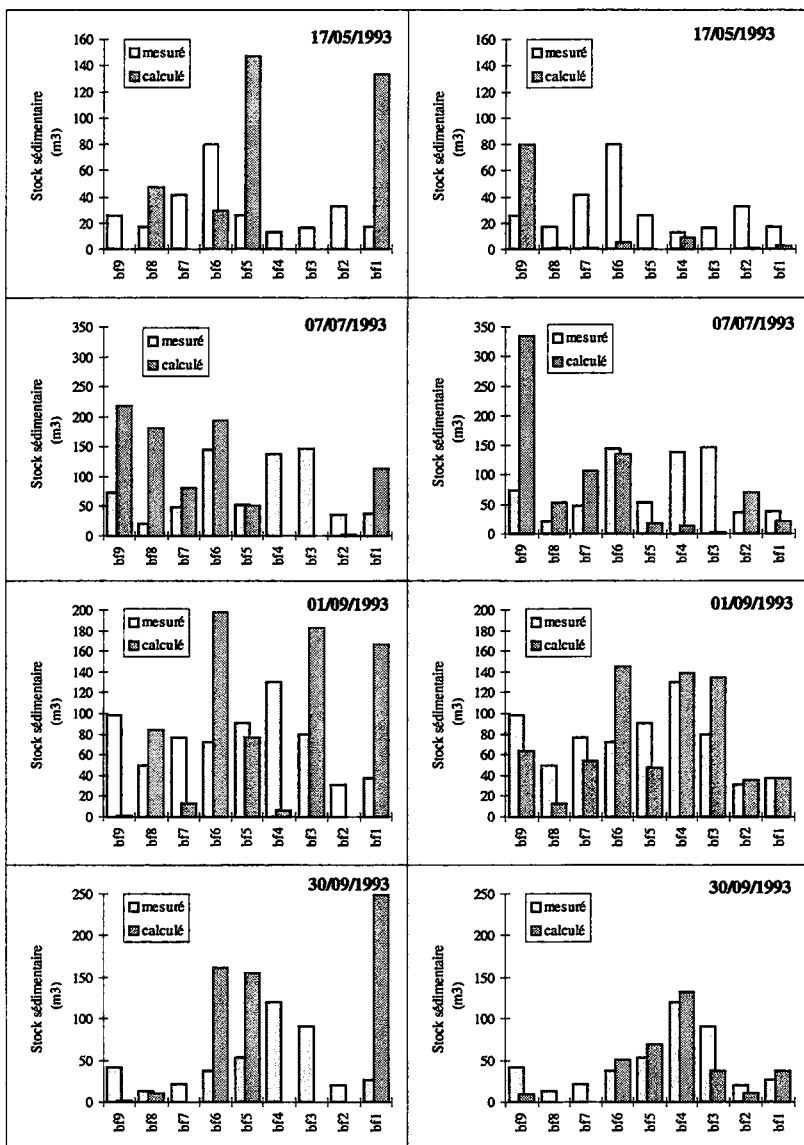


Figure 8 : Résultats des simulations de dépôts dans les biefs (formule de RICKENMANN)
 A gauche : pente par bief ; à droite : pente uniforme

2.5. Conclusions

Le fait d'obtenir de meilleures simulations en utilisant dans les calculs une pente uniforme moyenne égale pour tous les biefs plutôt que leur propre pente telle qu'on peut la mesurer sur le terrain est probablement à mettre en relation avec la présence de singularités assez marquées entre les biefs relativement uniformes que l'on a identifiés (courbes marquées, rétrécissements, ruptures locales de pente). L'effet de ces singularités sur la dynamique du transport solide, et sur la formation du dépôt, est très méconnu, et donc en particulier pas traduit du tout par le modèle ETC.

Autrement dit, c'est très certainement l'ensemble de la morphologie du torrent du Laval, c'est-à-dire une succession de biefs relativement uniformes séparés par des singularités marquées, qui est le résultat du transport solide, et pas uniquement la morphologie des biefs pris isolément. On conçoit alors assez bien qu'en tenant compte seulement de la pente des biefs, on n'ait pas une description assez complète de la morphologie globale pour obtenir d'aussi bonnes relations avec la dynamique du transport solide qu'en considérant la pente moyenne, paramètre qui traduit certainement mieux la morphologie d'ensemble, même de façon très globale.

Conclusion générale

Ces deux études rendent compte chacune en ce qui la concerne de l'existence d'un transport solide très dynamique dans des torrents tels que celui du Laval à Draix, que ce soit à l'échelle de la particule ou en termes de morphodynamique. La très importante dispersion observée pour les cailloux marqués traduit l'existence de processus complexes au niveau de la particule. En dépit de cette complexité, la modélisation de ces phénomènes de transport solide torrentiel paraît toutefois possible avec des modèles relativement simples, en tout cas à un niveau assez global, à l'échelle du bassin versant notamment. En revanche il semble bien que la modélisation à un niveau plus fin soit plus délicate, compte tenu notamment du rôle des singularités, et puisse nécessiter le recours à des modèles plus sophistiqués, qui soient capables de calculer les transports solides en régimes non uniformes, transitoires, et d'opérer un couplage fin entre la phase liquide et la phase solide.

Enfin, ces travaux illustrent bien l'intérêt qu'il y a en la matière à disposer de mesures de terrain, ce qui est notamment rendu possible par l'existence de bassins versants de recherche tels que celui de Draix.

Bibliographie

Borges A.L., 1993, Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du Sud. Cemagref-PE, *Thèse de l'Université Joseph Fourier, Grenoble*, 205 p.

Borges A.L., Brochot S., Meunier M., 1993, Modèle hydrosédimentologique des écoulements hyperconcentrés d'un petit torrent des Alpes du Sud. *Société Hydrotechnique de France*, journées Transport Solide 17-18 novembre 1993, 28 p.

Brochot S., Meunier M., 1996, Un modèle d'érosion des torrents en crue (ETC). *Cemagref Editions ; Ingénieries - EAT*, n°6, juin1996, p. 9 à 18.

Cemagref, 1988, Les bassins versants expérimentaux de Draix - Présentation et synthèse. *Division protection contre les érosions Grenoble*, 37 p.

Lefort P., 1991, Transport solide dans le lit des cours d'eau - Dynamique fluviale. *SOGREAH - ENSHMG - INPG Grenoble*, 201 p.

Richard D., 1995, Slope instability ; erosion and solid transport in steep mountain catchments : Laboratory and field experimentations. *Eroslope project*. Final report ; 75 p.

Rickenmann D., 1990, Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes. *Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie des Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich, Mitteilungen* 103, 249 p.

Schick A.P., Lekach J., Hassan M.A., 1987, Bedload transport in desert floods: observations in the Negev. *Article 20 in Sediment transport in gravel-bed rivers, edited by Thorne et al.*

Schmidt K.H , Ergenzinger P., 1992, Bedload entrainment, travel lengths, step lengths, rest periods studied with passive (iron, magnetic) and active (radio) tracer techniques. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol 17, pp. 147-165.

Smart G.M., Jaeggi M., 1983, Sediment transport on steep slopes. *Zürich, Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie*, ETH n°64, 191 p.

Détermination des plaques de sol nu par télédétection. Application aux marnes de Draix

Patches of bare soil and remote sensing images. Application to the badlands in the Draix catchments

*Christian PUECH, Laboratoire Commun de Télédétection Cemagref - ENGREF
500 rue J. F. Breton 34093 Montpellier cedex 5
Tél : 04.67.54.87.45 ; Fax : 04.67.54.87.00 ; E-mail : christian.puech@teledetection.fr*

Résumé

Dans cet exposé est discutée la vision de plaques de sols nus par télédétection satellitaire ou sur photographies aériennes numérisées. Des éléments de radiométrie et géométrie conditionnent la facilité d'extraction de l'information « sol nu » sur des images numériques. Ainsi l'extraction de plaques érodées est a priori facilitée par une radiométrie contrastée par rapport aux autres éléments présents sur les images, mais des éclaircissements différentiels sont générés par la présence d'un relief fort et des pentes abruptes. La détection doit tenir compte de l'orientation des versants pour être efficace.

Par ailleurs, la géométrie (forme et taille) des plaques de sols nus détermine leur mode de perception. A très haute résolution, les limites des plaques sont visibles, et les pixels sont, pour la plupart soit entièrement nus, soit végétalisés.

Lorsque la résolution devient plus grossière, chaque pixel devient un mélange des différents thèmes. Alors, les limites des zones érodées disparaissent et l'évolution de l'occupation du sol devient continue. Dans ce cas, la méthodologie se modifie et l'on peut obtenir des cartographies intéressantes en utilisant une nomenclature plus globale qui se réfère à d'autres niveaux d'agrégation. Dans tous les cas l'image apporte des informations nouvelles, certes moins précises que toute information locale au sol, mais de nature globale ou régionale. Les taux d'estimation des zones érodées peuvent être stabilisés si l'on possède des informations locales qui sont la clé pour une cartographie numériquement valable.

Un exemple d'application est montré sur les marnes de Draix à partir de photos aériennes scannées à 6m, d'images satellitaires SPOT XS (20m) et Landsat TM (30 m). La résolution de 6 m apparaît comme correcte pour appréhender les sols nus directement, tandis que les résolutions de 20 ou 30 m dépassent la taille des parties élémentaires des sols nus ; l'effet d'échelle y est important.

A partir des trois supports, on obtient des résultats semblables sur les statistiques globales, en cohérence avec les observations au sol, ce qui montre leur utilité potentielle à un niveau

régional. Par contre seules les images les plus fines permettent d'identifier individuellement les plaques de sol nu.

Abstract

We discuss here how to see the bare soils by means of aerial data or satellite remote sensing. First we discuss about radiometric and geometric problems in this mapping. From a radiometric point of view, bare soils (and black bare soils) are easy to separate from others themes in the image, but differential lighting are observed in mountainous areas with steep slopes. Then, an automatic detection must use relief data (and the different aspects of the slopes).

Geometrical information about form and size of the bare soil patches is the start point to define the mapping methodology. With very high resolution, patches limits are visible, and pixels are pure (bare soil or vegetation). In this case usual image classifications are useful. When resolution increases, each pixel becomes a mix of elements and the limits of bare soils areas disappear. The mapping methodology must use a new list of objets, defined by generalisation, and corresponding to a new aggregation level. In this case, mapping can give good regional information if we have some local estimations.

An example is given on Draix area through aerial photography (scanned at a 6 m resolution), SPOT Imagery (20m) and LANDSAT TM Imagery (30 m). A 6 m resolution seems correct for a direct mapping of bare soils. But 20 and 30 m resolutions are greater than the local patches. Scale effects become important. For regional mapping results give good information when stabilised by means of local data. For local mapping, only the very high resolution is able to map the bare soils patches.

Introduction

Nous nous sommes intéressés à la vision des marnes de Draix par télédétection à la demande du Cemagref de Grenoble qui désirait les cartographier.

L'approche de zones érodées, extrêmement fragmentées dans cette zone de montagne, pose des questions délicates en termes de vision et notre interrogation a été une réflexion sur les possibilités de cartographie. Autrement dit, que peut-on voir, avec quelles limitations, précautions et avec quelle précision ? Les données disponibles sont des images des satellites SPOT et Landsat, ainsi que des photographies aériennes noir et blanc.

Deux buts ont été définis :

- préciser les possibilités et limitations de vision par images ;
- voir concrètement dans le cas de Draix les résultats obtenus.

1. Possibilités et limitations de la vision par images

L'essentiel des problèmes de détection de ces plaques érodées tourne autour de problèmes d'échelle et de relief.

En effet, du point de vue radiométrique, les plaques nues sont généralement bien différentes des autres thèmes présents dans le paysage soit par leur clarté (sols clairs) soit par leur noirceur (sols sombres, cas des marnes). La séparation radiométrique est grandement facilitée. Le fait que le thème soit très marqué par rapport au contexte, rend cette problématique proche de celle d'extraction des feux de forêts ou des plans d'eau. Le point positif est que, dans ce cas, une seule date d'image suffit à faire l'extraction. Par contre deux points plus délicats à régler concernent les effets d'échelle et les effets du relief.

Pour ce qui est de l'échelle, la difficulté principale réside dans le fait que l'on cherche à cartographier des éléments de petite taille, le plus souvent imbriqués avec des thèmes végétaux en un patchwork plus ou moins régulier.

1.1. Objets d'étude, liaison de la résolution

Il est utile de définir les objectifs possibles de la cartographie de l'érosion. En particulier l'ordre de grandeur des objets à étudier est fondamental pour définir les études possibles par télédétection et donc les types de capteurs à utiliser. On peut choisir de détecter soit les *plaques d'érosion* elles-mêmes, en très haute résolution, soit des *zones d'érosion* repérables par un certain mélange de thèmes de base c'est-à-dire des éléments du paysage selon un niveau d'agrégation plus global.

On parle alors de *niveaux d'organisation hiérarchisés* ce qui est parfois présenté sous forme généalogique : objets pères, fils ou petit-fils (Mering, 1990), cf. figure 1.

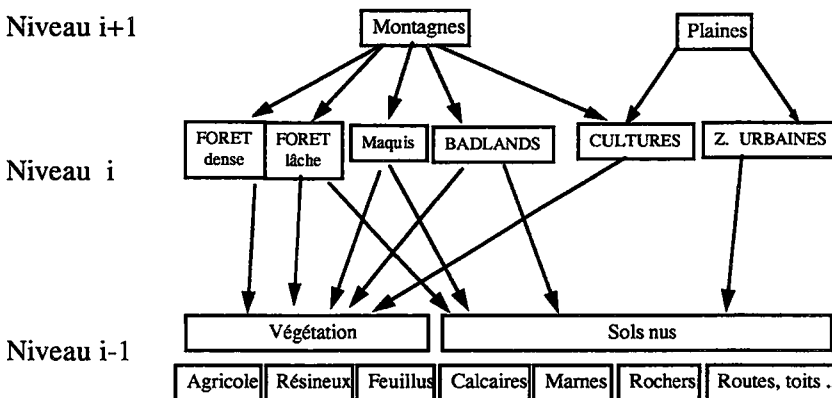


Figure 1 - Niveaux d'organisation hiérarchisés dans le cas des zones érodées

Le tableau 1 montre les divers regards que l'on peut porter au thème *érosion*, et les tailles des objets correspondant.

Si l'on part de la détection la plus fine à la plus grossière, on peut en effet s'intéresser aux plaques elles-mêmes. Dans ce cas la taille des objets est chiffrée en mètres et le capteur doit avoir une résolution inférieure à ces quelques mètres.

Objectif	objets d'étude	Taille objet O	type de support	résolution R
évolution de la zone érodée	liserés entre 2 dates	cm	mesures locales	cm
cartographie des plaques	plaques elles-mêmes	m	Photo aérienne	m
estimation de surface érodée	pourcentage de sol nu	10 m	image satellite	20 à 30 m
cartographie régionale	Zones d'érosion	100 m	image satellite	20 à 30 m

Tableau 1 - Objectifs de cartographie, ordre de grandeur des objets et types d'images utilisables

Si l'on veut en outre visualiser l'évolution à court terme de ces plaques, l'objet d'attention n'est plus que la frange d'évolution du domaine érodé et peut s'exprimer en centimètres. Seules des photos locales peuvent atteindre une telle précision. En revanche si l'on s'intéresse à une estimation globale de la surface de la zone érodée, sans s'attacher aux détails des plaques, on entre dans un domaine décimétrique et les images des satellites à haute résolution sont acceptables (*i.e.* SPOT avec une résolution de 20 m).

Enfin on peut s'intéresser à une vision régionale, pour connaître et classer les zones susceptibles de produire de l'érosion, afin par exemple de mieux estimer les atterrissements dans les retenues aval. On pourra chercher à définir alors une typologie de ces zones indiquant les potentialités de production (fonction des pentes, des distances, du type de terrain, de la couverture végétale ...). Dans ce cas une approche satellitale sera a priori performante.

1.2. Méthodologie d'extraction

La méthodologie pour détecter les éléments du paysage est liée à deux éléments dimensionnels : la résolution **R** d'une part et la taille de l'objet **O** étudié d'autre part (Puech, 1994).

Lorsque la résolution est fine (en l'occurrence quand $R/O < 2/3$, cf. Woodcock C., Strahler A., 1987) on peut considérer que l'on a des pixels purs à étudier. C'est le cas « royal » en télédétection où la radiométrie est directement liée à l'objet de façon biunivoque. Ce sont les cas classiques où les classifications d'images sont opérationnelles.

Dans le cas où la résolution est plus grossière (*i.e.* quand $R/O > 2/3$) alors les choses sont plus délicates. Or, c'est souvent le cas quand on s'intéresse aux plaques d'érosion. Dans ce cas il est encore possible de travailler les images selon des approches indirectes (figure 2).

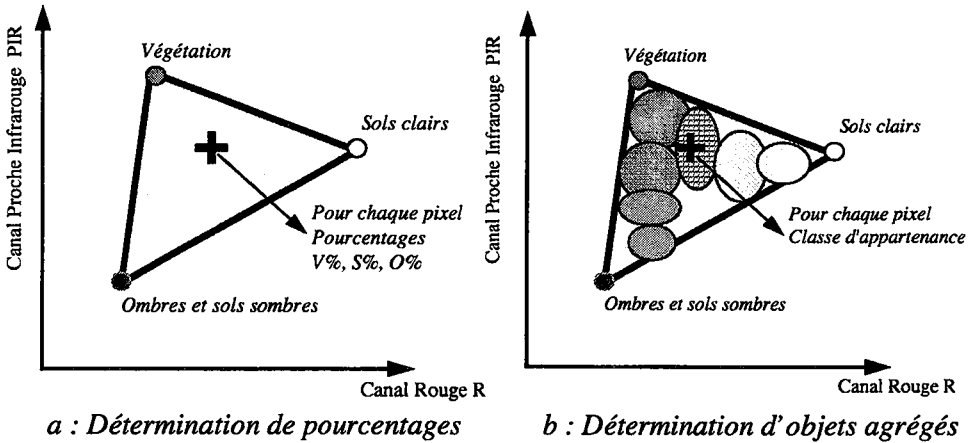


Figure 2 - Schémas de détection indirecte

- soit en définissant dans le nuage radiométrique des pôles purs, extrémités du nuage, et en recherchant ensuite les pourcentages de chacun des éléments (figure 2a). Cette technique, la *décomposition du pixel*, est limitée à un petit nombre de thèmes élémentaires (3 ou 4) (Cf. Mathieu et al. 1995) et par la difficulté à définir de façon physique les pôles élémentaires.

Particulièrement, dans les zones à faible végétation, l'approche par classification trouve ses limites et il est plus efficace de chercher à caractériser l'espace à travers une série d'images de pourcentages » pour chacun des éléments étudiés (Smith et al. 1990) ;

- soit en changeant de niveau d'agrégation et en recherchant des objets supérieurs de réponse radiométrique stable (figure 2b). Ces objets sont des zones de l'image typologiquement stables, c'est-à-dire contenant des pourcentages à peu près stables de thèmes élémentaires (végétation, sols nus, ?...).

On passe alors au niveau d'agrégation supérieur ($N_i \Rightarrow N_{i+1}$) avec changement des objets d'étude ($O_i \Rightarrow O_{i+1}$) qui sont définis comme amalgames des thèmes élémentaires O_i . La taille supérieure des nouveaux objets O_{i+1} définit un nouveau rapport R/O, qui peut être revenu dans des gammes compatibles avec une méthode de classification directe. Ce type de méthode est utilisé pour des études à un niveau régional ou semi-régional où sont recherchées les grandes classes de zones érodées ou non-érodées.

1.3. Perturbations dues au relief

En zone montagneuse la cartographie est perturbée par tous effets liés au relief. Nous mentionnerons particulièrement ceux concernant les éclaircissements différentiels de versants depuis les ombres propres ou portées, jusqu'aux illuminations différentielles du fait de l'inclinaison propre de chaque facette, ou des apports de lumières par réflexions sur les parois voisines. Pour pouvoir rectifier au mieux ces perturbations il faut introduire le relief.

On souhaite en effet pour une cartographie numérique, que chaque thème de terrain réponde de la même manière à l'éclairage solaire, donc avoir un équilibre numérique des réponses pour chaque occupation du sol.

La solution la plus simple (et minimale) est de segmenter l'image en zones d'éclairages semblables (versants sud, versants nord ...) pour appliquer ensuite des calculs séparés sur chaque zone.

Les solutions plus complètes passent par l'utilisation de Modèles Numériques de Terrain comme base de rectification. Toutefois, même dans ce cas, la correction de ces effets n'est pas simple. Elle devient même très délicate quand les pixels de terrain ne peuvent être appréhendés comme des facettes planes. C'est le cas en présence de végétation, car l'imbrication des branches et des ombres rendent inopérantes les rectifications basées sur la seule géométrie de la facette (cf. par exemple Li et Strahler (1985), qui ont simulé le comportement des interférences entre ombres sur des ensemble de pins). C'est aussi le cas dans des zones comme Draix où les ravins et roubines à étudier sont de tailles très petites et inférieures au pixel ce qui interdit toute rectification basée sur une facette équivalente.

Remarquons enfin que la date des images n'est pas sans importance dans la facilité d'utilisation des images : on préférera les mois proches du solstice d'été pour limiter les ombres. Dans l'utilisation des images SPOT, on préférera également les images verticales car elles présentent moins de déformations. Or, dans le catalogue des images SPOT disponibles, la concurrence des programmations d'été implique des angles de visée généralement importants l'été tandis que les images verticales sont plutôt disponibles l'hiver. Il y a là une difficulté, qui ne peut être réglée que par programmation d'image.

2. Application à Draix

Des essais ont été effectués à Draix dans le cadre de travaux préparatoires (Gallard et al. 1992 ; Nguetora et Gassiat, 1993). Nous avons utilisé trois types de capteurs :

- des photos aériennes IFN 1982 , scannées à 6 m de résolution et couvrant 3 x 3 km ;
- une image SPOT XS de juin 1989 (résolution 20m) ;
- une image LANDSAT TM de 1984 (résolution 30m).

2.1. Description et taille des objets

Les zones de marnes de Draix ont la particularité d'être :

- radiométriquement très sombres, ce qui est une bonne chose pour une ségrégation facile, tout en posant des problèmes de confusion avec les ombres ;
- géométriquement très découpées en plaques dont la taille peut être exprimée en mètres et sur des pentes extrêmement variables. Il est facile de repérer des facettes d'érosion homogènes en pente, exposition, couleur sur quelques mètres, il est quasiment impossible d'en trouver sur des dimensions de 20 à 30 m de côté, correspondant aux pixels SPOT XS ou LANDSAT TM.

La végétation est omniprésente avec des arbres ou herbes isolées et, à moins de travailler sur des pixels excessivement petits, il faut inclure, dans la nomenclature étudiée, des amalgames de végétation, sols nus et variations de pente.

2.2. Travaux effectués

Il ne s'agit pas ici d'une cartographie systématique mais de travaux préparatoires pour juger des capacités de détection.

2.2.1. Photo aérienne

Elles ont été scannées à 6 m de résolution et l'on a cherché à définir par seuillage un repérage des sols marneux. Le pixel est ici suffisamment petit pour que l'objet recherché puisse être la plaque de sol nu. On a opéré une classification monospectrale (seuillage) pour séparer marnes et non-marnes. Les résultats sont sensiblement corrects sur la zone de fortes érosions, ce qui confirme la compatibilité de taille entre les pixels et les objets d'étude.

Deux aspects pourraient en limiter l'emploi :

- d'une part l'aspect monospectral de l'image qui ne permet pas de discerner tous les corps aussi nettement qu'en multispectral ;
- l'aspect de géométrie conique de l'image qui crée des différenciations d'éclairement selon les parties d'image.

Toutefois dans le cas particulier de Draix, vu la grande différence radiométrique entre les marnes noires et leur contexte, ces aspects sont peu limitants. Cette méthode apparaît alors comme cohérente pour une cartographie fine des zones en érosion complète.

2.2.2. Image SPOT XS

On a défini une nomenclature à 6 thèmes : champs, feuillus, résineux puis marnes, calcaires marneux et marnes calcaires (figure 3).

L'analyse de séparabilité montre la difficulté à travailler sur toute l'image d'un bloc, par suite des ombres différentielles. Elle a imposé pour arriver à un résultat convenable la segmentation de l'espace en versants nord et versants sud. Vu l'aspect préparatoire de cette étude, il était exclu d'utiliser un modèle numérique de terrain.

La classification a été effectuée sur les 6 thèmes reconnus (figure 4).

La cartographie apparaît très correcte au vu des critères classiques de classification d'image, puisque l'on arrive à des taux de bien classés de 75 et 80 % sur les 2 thèmes « marnes ». L'ensemble des thèmes a ensuite été regroupé en deux : marnes - non marnes, ce qui nous donne une image binaire (noir et blanc).

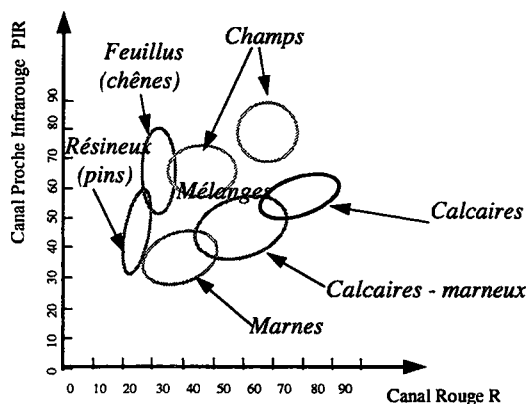


Figure 3 - Séparabilité des différents thèmes dans les canaux PIR-R (image SPOT XS)

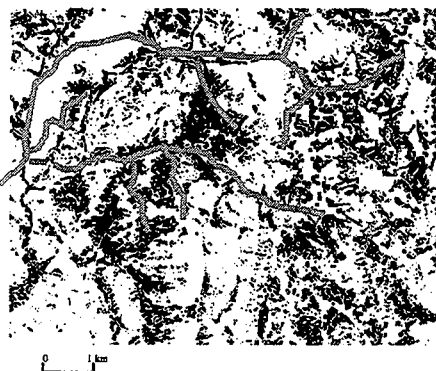


Figure 4 - Résultat de la cartographie par image SPOT XS

2.2.3. Images LANDSAT TM

Un travail de même nature a été effectué sur les images LANDSAT TM, à 30 m de résolution avec des résultats sensiblement identiques (figure 6).

2.3. Comparaison des résultats

Deux types de comparaisons peuvent être étudiés, localement (analyse des formes) et globalement (analyse statistique).

2.3.1. Localement par analyse des formes et localisation des zones érodées sur les divers supports

La comparaison des formes et positions révèle une adéquation correcte entre les divers documents étudiés. Bien entendu le découpage extrêmement fin des objets d'étude implique une perte de précision et une *généralisation* des contours avec la résolution de travail : les limites se modifient et se simplifient (figure 5).

Si la localisation est globalement semblable quel que soit le support (figure 6), dès que l'on s'intéresse aux détails des plaques isolés le constat est délicat. On s'aperçoit en effet que l'on ne peut individualiser les plaques, car à chaque résolution de travail, s'opèrent des scissions et regroupements qui en modifient le nombre, la forme, la direction ou la surface moyenne (Bechler, 1992 ; Puech 1993). Il y a modification progressive de l'*objet plaque*, tant dans sa précision que dans sa définition. Avec la modification de la résolution, la signification de la plaque évolue progressivement, ce qui rend délicate toute comparaison entre documents d'origine différente : d'où la difficulté à étudier des évolutions de formes sur des supports différents.

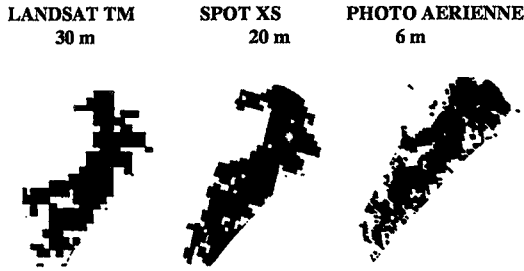


Figure 5 - Comparaison de détection selon les supports images

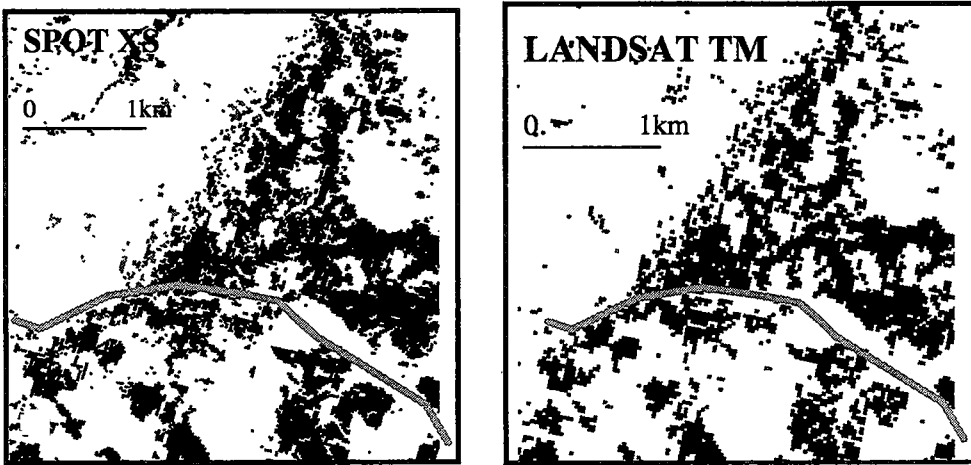


Figure 6 - Comparaison SPOT - LANDSAT sur la zone centrale de Draix
(en noir les marnes détectées)

2.3.2. Globalement par étude des estimations de surface sur un mode plus quantitatif

Quand on s'intéresse à un niveau global les résultats peuvent être très différents. En effet, désormais ce sont les surfaces d'entités de niveau d'agrégation supérieur qui sont étudiées. Les limites en sont floues car, de telles limites en zone de continuum ne correspondent, sauf exception, à aucune rupture franche dans le paysage (Puech, 1994). Dans ces conditions, la solution raisonnable d'une cartographie passe par une définition préalable des nomenclatures étudiées avec un calage sur des informations de terrain. Alors, les différents supports donnent des informations cohérentes et qui peuvent être régionalisées.

Bassin	Origine	végétation	sols nus	Rejets
BRUSQUET	Cemagref	87 %	13 %	
	SPOT	89 %	4 %	7 %
LAVAL FRANCON	Cemagref	36%	64%	
	SPOT	19 %	70 %	11 %

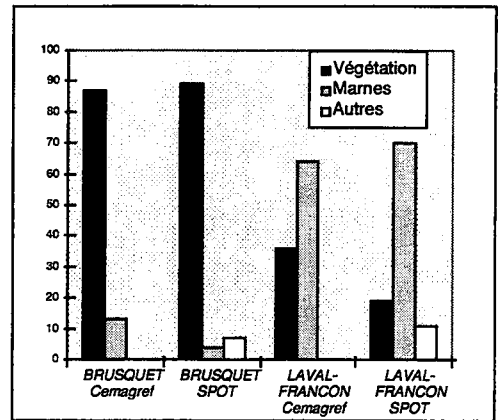


Tableau 2 et figure 7 - Comparaison des résultats statistiques pour l'occupation du sol entre étude de terrain (*Cemagref*) et détermination sur image SPOT (in Nguetora et Gassiat, 1993)

Le tableau 2 et la figure 7 donnent la comparaison des résultats statistiques entre étude de terrain et détermination sur image SPOT ramenée à 2 bassins versants expérimentaux de la région de Draix. En tenant compte du type d'approche utilisée (dégrossissage du problème sans introduction du relief) ces résultats apparaissent très corrects.

On retrouve bien la grande différence de végétation entre les bassins expérimentaux de Draix :

- le Brusquet, bassin reboisé par les services RTM (Restauration des Terrains en Montagne), depuis le siècle dernier ;
- Laval et Francon, bassins fortement érodés.

L'image donne d'excellents résultats (c'est-à-dire proches des observations de terrain) sur les thèmes denses de l'image (végétation pour le bassin du Brusquet et zones érodées pour le Laval). Inversement les zones à occupation du sol lâche, donc mélangée, sont mal représentées mais deviennent cohérentes quand on leur assimile les thèmes de rejet correspondant aux zones floues.

On peut en déduire que, sous couvert d'une référence de terrain connue sur laquelle on cale le décodage, il est possible d'étendre cette information à une région beaucoup plus vaste. Inversement ce type d'information satellitale ne saurait être utilisé pour définir localement, sur de petits bassins, une estimation meilleure que celle déjà connue par les équipes sur place. L'information satellitale ne saurait être une meilleure estimation locale mais elle peut généraliser les connaissances locales à la région.

Conclusion

La cartographie de zones érodées en montagne peut être définie à partir de documents de télédétection. Tout capteur ne doit pas être utilisé pour n'importe quel objectif, et des rapides essais présentés ici, il ressort que l'on doit adapter les données spatiales aux objectifs, en particulier choisir un bon rapport résolution / objet de travail.

Au-delà des problèmes de relief, qui nécessitent un prétraitement ou des solutions par segmentation d'image, le problème essentiel touche les effets d'échelle.

Il semble important de définir au préalable la taille des objets d'étude et de choisir une image à la résolution compatible.

Ici les plaques élémentaires s'expriment en mètres et la résolution procurée par les photographies aériennes donne de bons résultats pour la cartographie des plaques.

A partir d'images satellite, on est obligé de changer d'objet d'étude. La cartographie des zones érodées correspond alors à un niveau d'agrégation supérieur. Les estimations de surface apparaissent cohérentes si une connaissance locale est introduite (données de terrain pour une classification supervisée). L'intérêt de ce genre de cartographie ne saurait être dans la précision locale (qui sera toujours inférieure à celle des mesures in situ) mais dans le caractère global et systématique de la vision.

Bibliographie

Bechler N., 1992, Détermination de plaques de sols nus par télédétection. *DEA de géographie. Université Louis Pasteur. Strasbourg.*

Gallard D., Michel G., Rolland T., 1992, Les marnes noires dans le département des Alpes de Haute Provence. Micro projet de télédétection. *ENGREF Montpellier* 1992. 15p.

Li X. et Strahler A., 1985, Geometric-Optical Modelling of a Conifer Forest Canopy. *Transactions in geoscience and remote sensing*. Vol ge-23, n°5, 09.85, p705-721.

Mathieu S., Leymarie. P., Berthod M., 1995, Removing ambiguities in a multispectral image classification. *IGARSS 95. Firenze Italie.*

Mering C., 1990, Quelques remarques à propos des transferts d'échelle lors de l'interprétation des images de télédétection. In *SEMINFOR 4, Le transfert d'échelle. Séminaire informatique ORSTOM* 09.1990. Brest, pp 3-38.

Nguettora M., Gassiat Sanguinet A., 1993, Les marnes noires de Draix. Micro projet de télédétection. *ENGREF Montpellier* 15 p.

Puech C., 1993, Influence de la résolution dans l'estimation des surfaces d'érosion généralisée par imagerie satellitaire. *In Changements d'échelle CNRS Strasbourg* 10 p

Puech C., 1994, Thresholds of homogeneity in targets in the landscape. Relationship with remote sensing. *IJRS 1994* vol 15, n°12, 2421-2435.

Smith M.O., Ustin S.L., Adams J.B., et Gillespie A.R., 1990, Vegetation in deserts : a regional measure of abundance from multispectral images. *In Remote sensing environment* 31:1-26 (1990).

Woodcock C., Strahler A., 1987. The factor of scale in remote sensing. *Remote sensing of environment* 21. pp 311-332.

Evaluation des risques de colmatage du lit mineur d'une rivière dans une optique de gestion des ressources aquatiques vivantes

Evaluation of sedimentation risks of stream minor beds in order to manage aquatic living resources

DE MAISONNEUVE L.*, CLEMENT O.*, MANEUX E.**, DUMAS J.*

* Station d'Hydrobiologie INRA, B.P. 3, 64310 S Pée sur Nivelles

Tél. : 05.59.51.59.51 ; Fax : 05 59 54 51 52 ; E-mail : clement/dumas@st-pee.inra.fr

** EDF URA-CNRS 197 Université de Bordeaux I, 33045 Talence

Fax : 05 56 84 08 48 ; E-mail : maneux@geocean.u-bordeaux.fr

Résumé

Les populations de salmonidés sont régulées aux stades critiques par des variables biologiques mais aussi environnementales. La phase embryolaire qui se déroule sous graviers est le stade critique majeur. Le colmatage du lit est le facteur le plus préjudiciable à cette survie. Puisque le risque de colmatage dépend principalement des particules fines présentes dans le milieu, ce risque a été évalué en fonction de la sensibilité à l'érosion des bassins versants situés à l'amont de chacun des tronçons. Pour caractériser la variabilité spatiale du phénomène, l'érosion des bassins versants a été estimée de manière qualitative par un système d'information géographique. Cette information a ensuite été agrégée au niveau du linéaire en intégrant la contribution des berges pour estimer la susceptibilité des tronçons à présenter des fortes concentrations en matières en suspension (MES). Parallèlement, en période de crues, deux campagnes de suivis longitudinaux des concentrations en MES ont été menées pour apprécier la validité de la méthode.

Mots clés

SIG, Erosion, Concentration en MES, Salmonidés, Survie sous graviers, Modélisation.

Abstract

Salmonids populations are regulated at critical life stages by biotic and abiotic variables. The egg and larval phase which occurs within the substrate is the most critical stage. Silting of the bed substrate is the most determinant factor to survival. Since silting risk is mainly dependant on the concentration of suspended solids, it was evaluated in relation to the susceptibility to erosion of the watersheds located upstream from the considered

section. To characterize the spatial characteristics variability of the phenomenon, watershed erosion was qualitatively assessed through a geographic information system using spatial such as petrography, slope and soil use. This information was restored along the stream linear integrating bank contribution. Concurrently, two campaigns of longitudinal monitoring of suspended solid concentrations were undertaken during periods of high flows in the hydrographic network to estimate the validity of the method.

Introduction

Un modèle stochastique du cycle biologique du saumon a été mis en place pour évaluer l'évolution des stocks (Dumas *et al.*, 1996). Afin de fournir au modèle des probabilités de survie de la phase larvaire, les biologistes ont exploré plusieurs pistes : études des mécanismes de colmatage des frayères par cryocarottage, contrôle de la survie jusqu'à l'émergence des alevins en milieu naturel et expérimental, modélisation qualitative du colmatage, contrôle des flux de MES (matières en suspension, inférieures à 300 μ). L'étude granulométrique a mis en évidence un colmatage préférentiel par des particules fines : de 0.8 à 10 mm selon les auteurs (Waters, 1995, Chapman, 1988, Marty *et al.*, 1986). Une part importante du transport est constitué par les matières en suspension, par exemple sur l'Adour, 98 % du transport est constitué de MES (Brunet *et* Gazelles, 1995). Ces MES peuvent servir d'indice pour caractériser les risques de colmatage. En effet, en période de crue, les gradients de pression créés, entraînent l'intrusion du sédiment fin en suspension et en surface vers les zones perméables du lit (Huettel *et al.*, 1996).

Une voie complémentaire a alors consisté à essayer d'évaluer le risque de colmatage des tronçons de la Nivelle potentiellement utilisables par les saumons en fonction de la sensibilité à l'érosion des bassins versants à l'amont de chacun de ces tronçons avec un SIG à l'aide de descripteurs classiques influençant l'érosion.

Ce travail a été mené dans le cadre d'une Zone atelier du GIP Hydrosystèmes.

1. Cadre de l'étude

La Nivelle est décrite par Dumas *et* Haury (1995). Son bassin versant, le plus au sud de la France et le plus à l'ouest de la chaîne pyrénéenne, se situe au Pays Basque. Typique cours d'eau de piémont, au réseau court (39 km), la Nivelle est une rivière d'ordre 5 de Stralher. Elle draine un réseau hydrographique dense constitué d'un chevelu permanent d'environ 330 ruisseaux d'ordre 1. L'ensemble de son bassin versant couvre 238 km² dont environ 30 % se situe en Navarre (Espagne). Il est délimité au sud par des reliefs compris entre 600 et 932 m d'altitude qui s'estompent progressivement dans la zone de piémont et cèdent la place à des collines de moins de 100 m. Son histoire tectonique complexe et mouvementée, induit une grande variété géologique. Pas moins de 23 types de roches sont présentes sur la zone étudiée (Viers, 1960). Cependant quatre grands types se dégagent : des schistes primaires, des grès permo-triasiques, des calcaires du crétacé inférieur et des flyschs du crétacé supérieur.

Le climat est océanique, c'est-à-dire doux et humide. Le fort taux de pluviométrie entraîne une forte agressivité des pluies et favorise le ruissellement et les phénomènes d'érosion. Le

caractère variable de l'intensité pluviométrique et les fortes pentes rencontrées sur le bassin (parfois supérieures à 40 %) influent profondément sur le régime hydraulique de la rivière. La Nivelle a des crues rapides et brutales qui atteignent un coefficient de 90 chaque année (débit de crue rapportée au débit d'étiage) et plus exceptionnellement comme en août 1983, un coefficient de 359 (Dumas *et* Haury, 1995). La charge spécifique a été de 70 t/km².an en 1996, année de faible hydraulité (Maneux *et al.*, 1997).

La végétation a évolué du fait du climat et de l'action de l'homme. Au Pays Basque, l'homme a de tout temps influencé le paysage : défrichements, déforestation, culture, élevage. Au total quatre grands ensembles dominent la vallée : les forêts, les landes à fougères ou à ajoncs, les prairies et les cultures, principalement le maïs.

L'ensemble de ces caractéristiques en fait une région sensible à l'érosion.

2. Méthode

2.1. L'émission de matériaux en site terrestre

L'objectif est ici de définir, à l'intérieur du bassin de la Nivelle, les zones particulièrement sensibles à l'érosion. La perte des sols peut être estimée quantitativement par une équation telle que l'Universal Soil Loss Equation, USLE (Kenneth *et al.*, 1991). Malgré son caractère universel, les limites d'applications de cette équation ne permettent pas de l'appliquer sur le bassin versant de la Nivelle. Nous avons donc utilisé une méthode qualitative qui consiste à cartographier les facteurs explicatifs du phénomène et d'en coupler les variabilités spatiales pour obtenir une modélisation du phénomène (Vogt, 1986).

L'utilisation du SIG Arc/Info a permis de croiser les facteurs influençant l'érosion de manière qualitative et spatiale. La première étape consiste à établir des bases de données décrivant les différents facteurs susceptibles d'influencer l'érosion. Quatre facteurs principaux ont été choisis (Anonyme, 1992, Putz, 1996) : la pétrographie, la pluviométrie, les pentes et l'occupation des sols.

Nous avons utilisé comme base de données les cartographies primaires réalisées par Putz en 1996. Seuls trois facteurs principaux ont pu être introduits car le manque de données météorologiques ne permettait pas de caractériser correctement la variabilité spatiale de la pluviométrie sur ce petit bassin. Les facteurs Pétrographie, Pente et Occupation des sols ont été codifiés, croisés : le résultat obtenu est une carte composée d'une mosaïque d'éléments appartenant à une des quatre classes de sensibilité à l'érosion variant d'une sensibilité très faible à forte. Compte tenu de la précision de l'information obtenue par ce croisement, il a été décidé d'agréger l'information à l'échelle des bassins versants d'ordre 2 pour gagner en clarté et pour relier ce résultat avec la dynamique des écosystèmes aquatiques. En effet, les facteurs dépendant du bassin versant conditionnent par un jeu d'interaction complexe le fonctionnement local de l'écosystème aquatique (Wasson, 1995). Nous avons donc mis au point une typologie pour classer les bassins versants. Ainsi pour le découpage au niveau 2, l'unité de base est constituée par des sous bassins d'ordre 2. Les bassins versants d'ordre supérieur (2+n) et d'ordre inférieur (2-n) sont différenciés des premiers et affectés d'un code. Les unités spatiales qui ne sont pas traversées par un cours d'eau (versants) sont alors rapprochées de la plaine alluviale si cela est possible ou des bassins versants d'ordre supérieur.

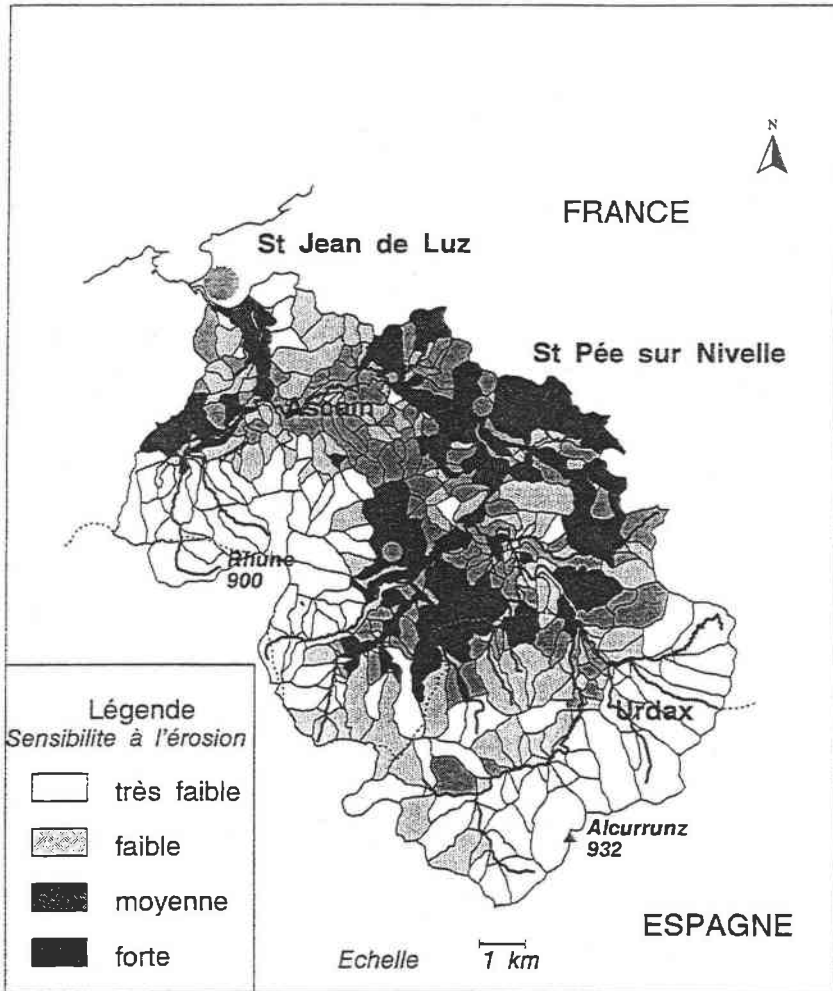
La sensibilité d'une unité (i) ainsi définie est alors calculée en fonction de la sensibilité des unités inférieures (j) par la pondération de la surface de chacun des éléments qu'il contient (Sj) sur la surface du bassin échantillonné (Si).

$$Ni = \sum_{j=1}^n Nj \frac{Sj}{Si}$$

Sj : surface de l'élément j ;

Si : surface du bassin versant i.

La carte 1 synthétise la sensibilité des bassins versants d'ordre 2. La légende des représentations cartographiques est calculée selon les quartiles.



Carte 1 - Sensibilité à l'érosion agrégée sur les bassins versants d'ordre 2 du bassin versant de la Nivelle

Nous faisons ensuite l'hypothèse que plus un bassin d'ordre 2 est sensible à l'érosion et de grande superficie, plus l'apport en MES au tronçon de rivière à l'aval est important. On peut alors affecter à n'importe quel tronçon hydraulique du réseau une note de vulnérabilité aux MES à partir des notes de sensibilité des bassins versants situés à l'amont et *au prorata* de leurs surfaces. On passe ainsi d'une sensibilité surfacique à une vulnérabilité linéaire.

Cette méthode permet de tenir compte des phénomènes de dilution puisque par pondération de la surface, nous estimons le débit.

2.2. Le rôle des berges

Les berges et le lit constituent la seconde source des particules mobilisables dans le cours d'eau. Etchandu et Probst, ont proposé en 1986 une méthode pour estimer la fraction sédimentaire liée à cette source. Ils considèrent qu'en dehors des périodes de ruissellement superficiel sur les versants, les transports solides du fleuve sont alors essentiellement d'origine autochtone (principalement lié aux berges et au lit) alors qu'en période de ruissellement cette origine est double : allochtone et autochtone (c'est-à-dire provenant du bassin versant, des berges et du lit). Ils calculent alors la courbe de régression entre le débit et la concentration en MES pour les prélèvements effectués hors périodes de ruissellement. L'extrapolation de cette relation avec la valeur moyenne du débit du cycle hydrologique annuel permet d'estimer le tonnage annuel produit par l'érosion des berges et du lit mineur. Cette méthode a été appliquée au bassin versant de la Nivelle où la part de l'érosion d'origine autochtone s'élève à 17 % du transport total. Cette contribution est certainement sous estimée puisque le point d'échantillonnage se situe aux deux tiers du linéaire et parce que l'érosion des berges est plus importante dans la partie aval. Néanmoins la valeur obtenue sur la Nivelle est du même ordre de grandeur que celles trouvée dans la littérature, 30 % pour le Girou en Gironde (Etchandu *et* Probst, 1986), de 18 % à 26 % sur la Moselle et le Mossig (Kattan *et al.*, 1987).

Végétation	Hauteur des berges		
	Berge basse (<1 m)	Hauteur moyenne (de 1 à 2 m)	Berge haute (> 2 m)
Herbes	2	3 (4)	4
Arbres	1	2 (3)	3 (4)
Arbustes	1	1	2

Lorsque la densité végétale est faible ou si le sol est mis à nu sur plus de 50 % du tronçon, la valeur entre parenthèses est choisie préférentiellement. S'il y a présence d'embâcle ou de piétinement, la classe obtenue est augmentée d'une unité puisque les embâcles modifient les conditions hydrauliques et entraînent des surcreusements (Bergeron et Roy, 1988).

Tableau 1 - Qualification de l'état des berges par les descripteurs hauteurs et végétation

Le compartiment du lit n'ayant pas été étudié, nous avons estimé que la part de sédiment fourni par l'ensemble berges et lit provient essentiellement des berges. Nous avons décrit la stabilité des berges pour localiser les risques liés à l'érosion. Nous avons effectué sur le terrain un repérage de l'état des berges selon une typologie mise au point par Maire (*in* Lans, 1991). Cette typologie caractérise la stabilité des berges selon deux descripteurs : la hauteur des berges et la couverture végétale (tableau 1).

Nous avons ainsi qualifié la qualité des berges sur des tronçons homogènes en terme de *continuum* de faciès. Chaque tronçon est alors affecté d'une note qui dépend de la stabilité de ses berges droites et gauches.

2.3. Vulnérabilité globale des tronçons

Puisqu'il nous semble que 17 % du transport total est dû aux berges et sous la réserve que nous ayons gardé une stricte proportionnalité au niveau des notes, nous avons calé notre approche au point où s'est effectuée la mesure de concentrations en MES. Nous obtenons ainsi, à Zalubia au niveau de la Station INRA sur la commune de St Pée sur Nivelles :

$$\text{Note berge St Pée} = 0.17 \text{ note totale St Pée}$$

Les notes obtenues par la sensibilité des bassins versants et des berges sont maintenant d'un ordre de grandeur comparable. Les notes attribuées à un même tronçon sont ensuite additionnées pour donner un indice estimant la concentration en MES de ce tronçon.

2.4. Rappel de la démarche

La figure 1 indique schématiquement comment a été conduite l'agrégation des données bassin versant d'un côté, berges de l'autre pour aboutir à une estimation de la vulnérabilité des tronçons de l'hydrosystème aux matières en suspension.

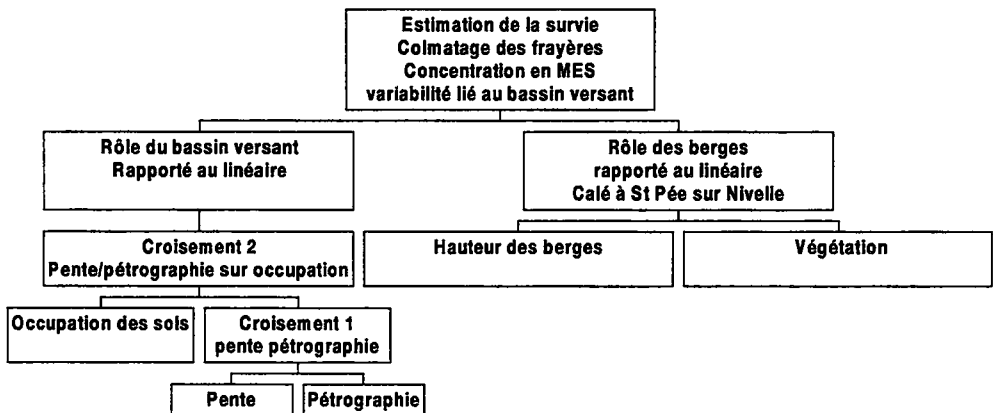


Figure 1 - Diagramme de l'estimation des risques liés à l'érosion

Nous faisons l'hypothèse que la concentration en MES ou vulnérabilité des tronçons aux MES correspond à un estimateur du colmatage : plus la concentration est élevée, plus la frayère risque de se colmater et de ce fait la survie diminuer.

3. Validation des résultats

Pour valider notre estimation, deux campagnes de suivis longitudinaux en période de crue ont été effectuées. La première date du 7 février 1996 lors d'une crue présentant un débit

moyen de 20 m³/s (Charriton, 1996). La seconde a été effectuée le 17 juin 1997 lors d'une crue plus importante de débit moyen 40 m³/s. Au cours de ces suivis, la concentration en MES a été mesurée à la même heure sur 14 à 24 stations. A l'aide de ces données de terrain, des régressions ont été effectuées entre la concentration observée et l'indice estimant la concentration en MES.

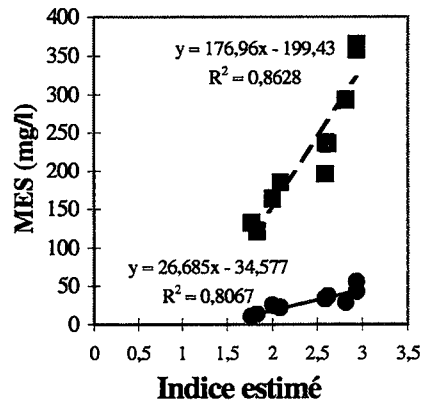
La concentration estimée a fait l'objet de plusieurs approches à des échelles variées (bassin versant d'ordre 2, mais aussi 3 et 4) et en tenant compte de facteurs anthropiques comme les pistes pastorales et forestières ou les carrières d'extraction. Ces facteurs n'expliquent d'ailleurs dans le cas traité qu'une faible part de la variabilité (de Maisonneuve, 1997) et n'ont pas été introduits dans les résultats présentés. Arc Info sur Station offre la possibilité d'obtenir rapidement le résultat de diverses hypothèses de classes, de pondération ou de choix d'ordre de Strahler.

4. Résultats observés

Plusieurs cas ont donc été traités car pour l'ensemble des points de prélèvements la régression n'est pas significative ($p > 0,05$). Notre estimation n'est donc pas validée dans son contexte général. Pourtant si nous observons les résidus réduits, tous les résidus supérieurs à 2 proviennent des petits affluents. Notre approche ne permet pas une bonne estimation de la concentration dans les affluents mineurs.

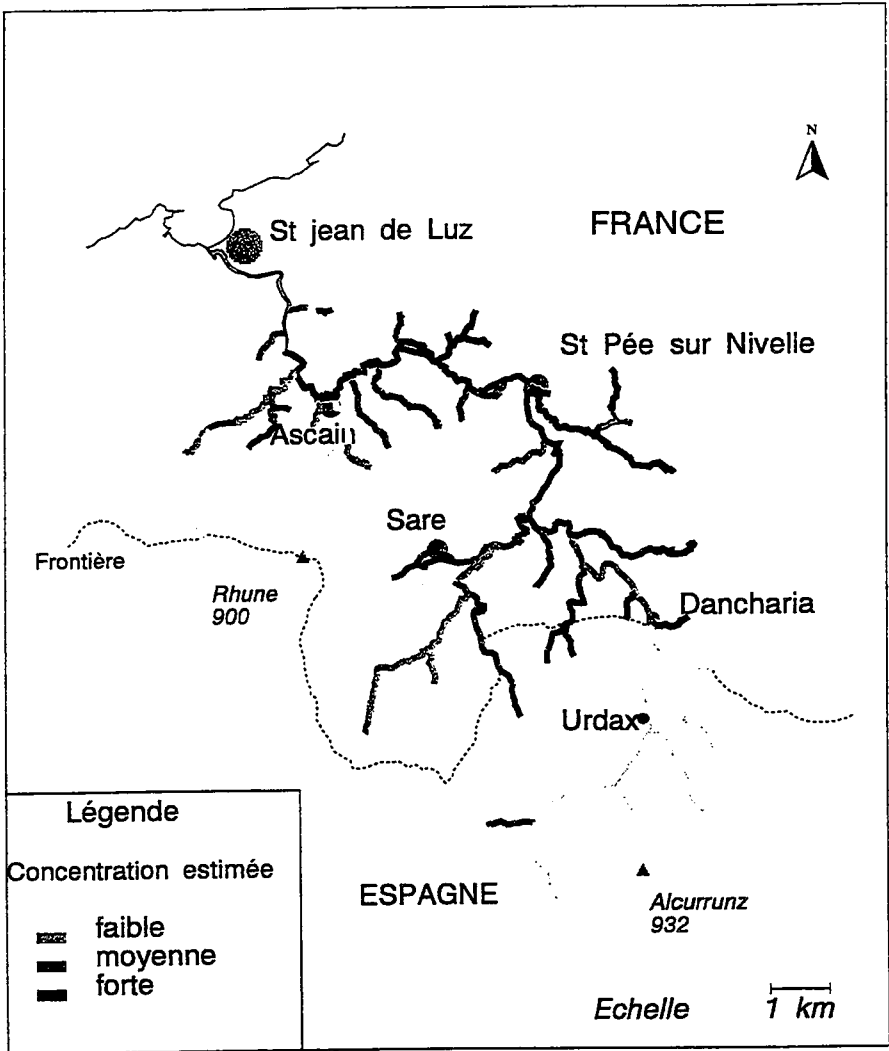
Dans un deuxième temps nous avons donc testé nos résultats en enlevant ces points de prélèvements. Au total, il reste alors 11 points (9 sur le cours principal et 2 sur les affluents principaux, Lurgorrieta et Lapitxuri). La régression obtenue est significative et le coefficient de corrélation supérieur à 0,6 mais un des résidus n'est pas centré et sort de l'intervalle de confiance. Ce point correspond à l'affluent majeur de la Nivelles, le Lurgorrieta. Ce dernier point a été écarté puisque notre approche surestimait son comportement.

Dans un troisième temps, la régression a été effectuée sur 10 points correspondant au cours principal et au Lapitxuri (Figure 2). Dans ce cas, la régression est fortement significative ($P < 0,0005$), le R² observé pour la crue du 07/02/96 est égal à 0,81 alors que le R² de la droite obtenue entre les concentrations observées le 17/07/97 et les concentrations estimées est de 0,87. De plus tous les résidus appartiennent à l'intervalle de confiance et ne présentent pas de structure particulière. Notre approche est donc validée sur le cours principal. Il en résulte l'estimation présentée par la figure 2.



— Cruée du 07/02/96 ----- Cruée du 17/07/97

Figure 2 - Régression entre Indice et MES



Carte 2 - Evaluation de la vulnérabilité des tronçons aux concentrations en MES dans le réseau hydrographique

Une comparaison avec l'abondance des jeunes saumons d'automne en termes de potentiel de production a par ailleurs été menée, mais n'est pas exposée ici. Elle est prometteuse car les corrélations sont très bonnes (de Maisonneuve, 1997). La comparaison plus directe avec la survie embryolaire est prévue sur la base de résultats déjà obtenus en milieu naturel et de résultats attendus de la prochaine saison de reproduction et d'incubation l'hiver et le printemps prochains (Dumas *et* Darolles, 1996).

5. Discussion

L'approche par le SIG nous permet d'estimer la concentration en MES dans le milieu aquatique et localise les zones favorables à l'émission de MES dans le bassin de la Nivelle. Compte tenu des hypothèses formulées, la concentration en MES dans la rivière permet effectivement de valider cette information puisque la rivière est l'exutoire naturel des produits de l'érosion. De plus, si la pluviométrie est supposée homogène sur tout le bassin étudié (hypothèse fixée), la superficie correspond à un estimateur du débit. Les variations du milieu influencent peu la dynamique des MES qui sédimentent difficilement une fois mobilisées (Derruau, 1962) et les barrages sur la Nivelle sont, en période de crue, insuffisants pour bloquer le transport sédimentaire. Pour le cas des MES, les hypothèses fixées sont vérifiées et notre résultat s'accorde avec la littérature : les MES proviennent essentiellement du bassin versant et secondairement des berges (Gordon *et al.*, 1996).

Cette estimation s'accorde bien avec la réalité sur le cours principal, mais surestime d'une manière générale la concentration dans les affluents. Cette limite peut s'expliquer par le fait que nous considérons la pluviométrie uniforme sur tout le bassin versant, or chaque affluent est inégalement affecté par ce facteur climatique. En général la concentration estimée est fortement supérieure à la concentration observée, nous pouvons donc supposer qu'elle correspond à la capacité d'émission maximale d'un bassin versant. En vue d'une meilleure adéquation avec la réalité, l'introduction de la pluviométrie semble importante. A défaut de chroniques régulières suffisamment denses géographiquement, un modèle estimant la pluviométrie à partir de l'altitude, l'orientation et les caractéristiques paysagères régionales (exemple modèle Aurelhy, Météo France) permettrait d'affiner l'approche.

D'autres critiques peuvent être soulevées. En effet, certains facteurs agissent de manière locale (rôle d'une ripisylve (Brunet *et Gazelles*, 1995), présence de fossés drainants, taille du bassin versant et drainage associé (Duvoux B., 1990, Amoros *et Pets*, 1996 ; Gordon *et al.*, 1996)) et peuvent entraîner une mauvaise estimation de la sensibilité d'un bassin versant. De tels phénomènes locaux apporteraient une explication pour les fortes valeurs estimées sur les affluents ou le Lurgorrieta, mais une mauvaise cartographie ou une évolution récente des facteurs primaires (pente, pétrographie, occupation des sols) pourrait être une autre source de surestimation. Nous pouvons supposer que cette méthode atteint ici sa limite de résolution. Si nous voulions une information de meilleure définition il faudrait alors introduire des données plus précises.

Conclusions

Pour des biologistes qui souhaitent évaluer l'aptitude de tronçons de rivière à la reproduction des salmonidés, l'approche par le SIG Arc Info s'est révélée très riche même si elle s'appuie sur une série d'hypothèses dont le fondement mérite d'être approfondi. Cette aptitude est intéressante à connaître sur la Nivelle pour fournir des probabilités de survie embryolarvaire au modèle stochastique du cycle du saumon (Dumas *et al.*, 1996). Au-delà de la Nivelle, elle intéresse directement les gestionnaires des poissons migrateurs et des hydrosystèmes qui doivent réaliser des choix budgétaires, d'aménagements, de franchissement de barrage, de repeuplement ou d'entretien de zones de frayères. Enfin cette approche s'inscrit dans le thème central de la Zone atelier Nivelle/rivières du piémont pyrénéen du GIP Hydrosystèmes (Clément, 1996).

Bibliographie

- Amoros C., Petts G.E., 1993, Hydrosystèmes fluviaux. *Masson*, Paris, 300 p.
- Anonyme, 1992, Corine soil erosion risk and important land resources. *Commission european communities*, Brussels, 97 p.
- Bergeron N., Roy A.G., 1988, Les effets d'un embâcle sur la morphologie du lit d'une confluence de cours d'eau. *Géographie physique et quaternaire*, 42 : 191-196.
- Brunet R.C., Gazelles, 1995, Alternances des phénomènes d'érosion et rétention de la matière dans la zone inondable de l'Adour au cours d'une saison hydrologique. *Acta Oecologica* 16 (3), 331 - 349.
- Chapman D.W., 1988, Critical review of variables used to defined effects of fines in redds or large salmonids. *Trans Am. Fish. Soc.*, 117, 1-21.
- Charriton X, 1996, Quantification du flux de matières en suspension dans la Nivelle. *Rap. INRA*, 33 p.
- Clément O., 1996, Zone atelier Nivelle/rivières du piémont pyrénéen atlantique. Etat des travaux *INRA St Pée sur Nivelle* 18 p.
- De Maisonneuve L., 1997, Evaluation de la qualité des zones de frayères des salmonidés migrateurs à l'aide d'un Système d'Information Géographique. *DESS Dynamique des Ecosystèmes Aquatiques. Univ. Pau et Pays Adour*, 48 p. + Atlas et Annexes.
- Derruau M., 1962, Précis de géomorphologie, *Masson Ed. Paris*, 413 p.
- Dumas J., Darolles V, 1996, Qualité des frayères et survie embryolaire du saumon dans la Nivelle. In : *Compte rendu du Séminaire de l'AIP "Stratégies d'utilisation de l'espace par les jeunes stades de poissons en rivières à Salmonidés"*, 26-27 nov. 1996, St Pée sur Nivelle, 8 p.
- Dumas J., Haury J., 1995, Une rivière de piémont pyrénéen : la Nivelle (Pays Basque). *Acta. biol. mont.*, 11, 13-146.
- Dumas J., Faivre R., Charron M.H., Badia J., Davaine P., Prouzet P., 1996, Modélisation stochastique du cycle biologique du saumon atlantique (*Salmo salar*) : bases biologiques, implémentation informatique et interprétation. In : *Méthodes d'étude des systèmes halieutiques et aquacoles*, Ferraris, Pelletier, Rochet (Eds), ORSTOM (Ed.), 211-21.
- Duvoux B., 1990, Protection rapprochée des cours d'eau contre les effets de l'érosion des terres agricoles. *Cemagref*, Paris, 33 p.
- Etchandu D., Probst J.L., 1986, Erosion et transport de matières en suspension dans un bassin versant en région agricole. Méthode de mesure de ruissellement superficiel, de sa

charge et des deux composantes du transport solide dans un cours d'eau. *C.R. Acad. Paris*, 302, 17 : 1063-1068

Gordon N.D., Mc Mahon T.A., Finlayson B.L., 1995, Stream hydrology, an introduction for ecologists. *John Wiley and sons Inc.*, Chichester, 526 p.

Huettel M., Ziebis W., Forster S., 1996, Flow - induced uptake of particulate matter in permeable sediments. *Limnol. Oceanogr.* 41 : 309-322.

Kattan Z., Gac J.Y., Probst J.L., 1987, Suspended sediment load and mechanical erosion in the Senegal basin- Estimation of the surface runoff concentration and relative contributions of channels and slope erosion. *J. Hydrol.* 92 : 59-76.

Kenneth G. R., GEORGE R.F., Glenn A.W. Jeffrey P.P., 1991 - RUSLE, revised universal soil loss equation. *J. Soil Water Conservat.*, 46 : 30-33.N6.

Lans F., 1991, Restauration et entretien des cours d'eau, La Nivelles et ses affluents. *DDE*. 166 p.

Maneux E., Clément O., Charriton X., Dumas J., Etchart J., 1997, Dynamique sédimentaire d'un petit fleuve côtier du piémont pyrénéen soumis à un climat océanique, *Séminaire 'Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne'*, Cemagref, 22-24 oct. 1997, Draix-Digne.

Marty C., Beall E., Parot G. , 1986, Influence de quelques paramètres du milieu d'incubation sur la survie d'alevins de saumons atlantique, *Salmo salar L.*, en ruisseau expérimental. *Int. Revue Ges. Hydrobiol.*, 71, 349-361.

Putz L., 1996, Evaluation de la sensibilité à l'érosion d'un bassin versant de piémont pyrénéen. Gestion à l'aide d'un outil informatique. *Mem. Dipl. Etud. Approf., Univ Pau et des Pays de l'Adour*, 82 p.

Viers G., 1960, Pays basque français et Baretous, le relief des Pyrénées occidentales et de leur Piémont. *Privat*, Toulouse, 604 p.

Vogt H., 1986, Une méthode cartographique d'évaluation de processus physiographiques appliquée à l'érosion hydrique des sols. *L'espace géographique* 3 : 204-210.

Wasson J.G., 1989, Eléments pour une typologie fonctionnelle des eaux courantes : revue critique de quelques approches existantes. *Bull Ecol.*, 20 : 109-127.

Waters T.F., 1995, Sediment in streams Sources, biological effects, and control, *American Fisheries Society Monograph* 7, Bethesda, 251 p.

Wood P.J., D'Armitage P., 1997, Biological effects of fines sediment in the lotic environnement. *Env. Man.* 21.

Les bassins versants de Draix, expérimentaux... et représentatifs

Draix experimental basins are... representative

Sylvie BROCHOT, Cemagref Grenoble, division Erosion torrentielle neige et avalanches
2, rue de la Papeterie, BP 76, 38402 St-Martin-d'Hères Cedex, France
Tél. 04 76 76 27 27 - Fax 04 76 51 38 03 -
Messagerie électronique sylvie.brochot@cemagref.fr

Résumé

Situés dans les Alpes de Haute-Provence (France), sur des marnes noires très érodibles, les bassins versants de Draix ont fait l'objet d'investigations à partir de 1983. Celles-ci devaient permettre, une dizaine d'années plus tard, de disposer d'un ensemble de connaissances sur le fonctionnement hydrologique et érosif de ceux-ci. La question s'est alors posée de déterminer les entités spatiales au sein desquelles il serait pertinent de transposer ces connaissances. En effet, du fait de son histoire, l'implantation des bassins versants de Draix ne s'était accompagnée que d'une réflexion limitée sur leur représentativité ; celle-ci n'avait alors été envisagée qu'en fonction du seul critère lithologique. Il était d'autant plus nécessaire d'établir solidement la représentativité des bassins versants expérimentaux de Draix qu'une forte demande sociale s'exerce à leur égard, reliée en particulier à la question de la gestion des sédiments du bassin versant de la Durance. Ce contexte a conduit à interpréter le terme de représentativité dans un sens large, tout en offrant un terrain d'application préférentiel des résultats de ce travail. Dans un premier temps, on a traité la représentativité des versants. La méthode utilisée repose sur l'hypothèse que des versants similaires par leurs faciès seront également similaires dans leurs fonctionnements hydrologiques et érosifs. Le faciès est ici défini comme l'ensemble des caractéristiques des formes résultant des processus hydrologiques et érosifs. Sur 207 stations, on a, d'une part, observé les faciès et, d'autre part, recueilli les caractéristiques habituellement pertinentes sur ce thème. Une analyse factorielle des correspondances multiples a permis de dégager les liaisons entre les types de faciès et les caractéristiques, donc les critères de représentativité des versants. Avec l'aide d'un système d'information géographique, la cartographie de ces terrains a été réalisée au sein du bassin versant de la Durance (14200 km²) : 15,5 % des versants peuvent ainsi faire l'objet d'une transposition des connaissances acquises sur les versants de Draix. Dans un second temps, on a abordé la représentativité des bassins versants eux-mêmes. Des outils ont pu être proposés pour prendre en compte les changements de système et d'échelle. La transposition des connaissances acquises sur les bassins versants de Draix ne concerne que des bassins de superficie inférieure à 25 km². L'extrapolation à des taux de couverture végétale

intermédiaires entre ceux des bassins de Draix est délicate car ce paramètre ne peut être utilisé directement. La largeur des torrents pourrait par contre être une aide pour estimer la production de sédiments par charriage.

Abstract

Since 1983, investigations were carried out on the Draix basins, lying upon erodible marls and located in the southern French Alps. Knowledge was gained in terms of hydrology and erosion over a period of 10 years and representativity was to be examined again : the question then arose of which spatial entity would be relevant to apply this knowledge. As there is a strong socio-economic dimension, mainly to sediment management through the Durance basin, it was necessary to widen the significance of representativity. A first phase consisted in dealing with slopes representativity ; the hypothesis was made that there is a good relationship between facies similarity and hydrological and erosive processes similarity. Field observation and physical characteristics were analyzed. The well represented slopes were mapped with the help of a GIS within Durance basin (14200 km²) : the Draix slope knowledge suits to 15,5 % of this total area. In a second phase, the basins own representativity was dealt with. Tools and limits were proposed to face scale and system changes.

Introduction

Situés dans les Alpes de Haute-Provence (France), à 15 km au nord-est de Digne, sur des marnes noires très érodibles, les bassins versants de Draix ont fait l'objet d'investigations à partir de 1983. Celles-ci devaient permettre, une dizaine d'années plus tard, de disposer d'un ensemble de connaissances sur le fonctionnement hydrologique et érosif de ceux-ci (Meunier M., 1995 ; Richard D., 1997). La question s'est alors posée de déterminer les entités spatiales au sein desquelles il serait pertinent de transposer ces connaissances. En effet, du fait de son histoire, l'implantation des bassins versants de Draix ne s'était accompagnée que d'une réflexion limitée sur leur représentativité ; celle-ci n'avait alors été envisagée qu'en fonction du seul critère lithologique : on annonçait simplement alors que les résultats obtenus s'appliqueraient aux Terres noires du Jurassique (Cemagref Grenoble, 1988).

Il était d'autant plus nécessaire d'établir solidement la représentativité des bassins versants expérimentaux de Draix qu'une forte demande sociale s'exerce à leur égard, reliée en particulier à la question de la gestion des sédiments du bassin versant de la Durance (Brochot S., 1993). Ce contexte a conduit à interpréter le terme de représentativité dans un sens large, tout en offrant un terrain d'application préférentiel des résultats.

A.L. Borges et M.P. Bordas (1988), placés devant le problème (en l'occurrence inverse...) de choisir l'implantation de bassins expérimentaux, s'appuient sur la notion de zones physico-climatiques homogènes, délimitées à partir de la combinaison de facteurs retenus classiquement en érosion : intensité des pluies, érodibilité des sols, taille et relief des bassins (la couverture végétale est éliminée dans ce cas car on la fera varier

expérimentalement). Cette méthode correspond à ce que B. Ambroise (1994) appelle « l'approche globale et empirique » de la représentativité, dont les limites ont été soulignées par J. Rodier (1982). Elle repose sur le choix de critères de similitude. Ceux-ci sont différents, selon que l'on dispose ou non, pour la transposition des résultats, d'outils (basés sur la connaissance des mécanismes) pour prendre en compte les changements d'échelle ou d'autres variations de facteurs : plus les mécanismes physiques fondamentaux et les facteurs qui les contrôlent sont connus, et moins la notion de similitude est importante pour la représentativité. Mais cela passe par la constitution de réseaux de bassins versants de recherche (Ambroise B., 1994).

Par rapport à cette problématique, les bassins versants de Draix se situent dans une position intermédiaire. Nous le précisons préalablement à la description de la méthodologie qui en découle. Dans un premier temps, on traite la représentativité des versants, en utilisant des critères empiriques de similitude. Avec l'aide d'un système d'information géographique, une cartographie est réalisée au sein du bassin versant de la Durance (14200 km²). Dans un second temps, on aborde la représentativité des bassins versants eux-mêmes : des outils sont proposés pour prendre en compte les changements de système et d'échelle.

1. Les bassins versants expérimentaux de Draix face à la problématique de la représentativité

Ces bassins versants sont implantés en quasi-totalité sur les Terres Noires, ensemble homogène d'unités stratigraphiques de marnes datant du Jurassique. Le climat, méditerranéen à tendance montagnarde, favorise, sur cette formation de lithologie sensible, une érosion avec un faciès de badlands (ravinement généralisé, ou roubines selon la terminologie locale). Les écoulements en crue comportent un très fort débit solide. Les bassins sont dédiés au développement des connaissances dans les disciplines impliquées par le large thème de l'érosion torrentielle. Ils sont gérés conjointement par la division Erosion torrentielle, neige et avalanches du Cemagref de Grenoble, la division Ouvrages hydrauliques et équipements pour l'irrigation du Cemagref d'Aix-en-Provence et le service de Restauration des terrains en montagne des Alpes de Haute-Provence.

Le site (Cemagref Grenoble, 1988) comporte cinq bassins versants instrumentés (tableau 1). Ils s'étagent entre 800 et 1300 m d'altitude. Les marnes noires du Brusquet ne sont pas des Terres noires mais y sont très semblables, minéralogiquement et chimiquement (Richy P., 1992).

L'instrumentation de chaque bassin est conçue pour la mesure des pluies et des débits liquides et solides. Elle a été décrite par Cambon J.-P. et al. (1990) ; le traitement des données recueillies a été exposé par N. Mathys et M. Meunier (1989), et A.-L. Borges (1993).

Les connaissances acquises à ce jour sur le site et susceptibles d'être transposées touchent à l'hydrologie ou l'érosion (incluant la végétation). Ce sont des observations naturalistes des phénomènes, des estimations de grandeurs caractéristiques, des modèles empiriques, ou

conceptuels. Elles concernent chacun des versants ou des bassins versants, individuellement. Nous citons les principales ci-après :

- sur chacun des bassins versants : valeurs caractéristiques des débits liquides (Meunier M., Mathys N., Cambon J.-P., 1995) ; calibration des paramètres et validation de modèles hydrologiques événementiels globaux conceptuels (Brochot S., 1995) ; modèles événementiels empiriques de la production de sédiments, fonction des paramètres de l'averse et du débit maximal (Borges A.-L., 1993) ; estimation de la production de sédiments moyenne interannuelle (Mathys M., Brochot S., Meunier M., 1996) ; modèle événementiel conceptuel spatialisé d'érosion et transport solide (Borges A.-L., Brochot S., Meunier M., 1993) ;

Nom du bassin	Surface (ha)	Taux de végétation (%)	Lithologie et stratigraphie
Roubine	0,13	21	Terres noires (Bathonien à Oxfordien)
Moulin	8	46	“
Laval	86	32	“
Francon	73	56	“
Brusquet	108	87	Marnes noires, grises et marno-calcaires (Toarcien, Aalénien, Bajocien)

Tableau 1 - Principales caractéristiques physiques des bassins versants de Draix

- sur chacun des versants (on discutera un peu plus loin du sens à donner à ce terme dans le contexte du travail) : observations des processus d'érosion (Coulmeau P., 1987) ; modèles hydrologiques conceptuels globaux journaliers de l'état hydrique (Borges A.-L., 1993) ; ablation moyenne interannuelle, estimation obtenue indirectement à partir de la production de sédiments rapportée à la surface dénudée (Mathys N., Brochot S., Meunier M., 1996).

Il apparaît donc clairement que le travail sur la représentativité doit être mené en 2 phases : une première concernant les versants et une seconde concernant les bassins versants. Sur les versants, on a peu de connaissances sur les mécanismes élémentaires et le rôle des facteurs ; on devra donc adopter une méthode empirique basée sur l'application de critères de similitude. Sur les bassins versants, où des comparaisons sont possibles en faisant varier un seul facteur (taille ou taux de végétation), on a pu analyser l'effet d'échelle et celui du taux de végétation (ces résultats seront détaillés dans la 4^{ème} partie) ; on utilisera ce travail pour définir, dans une seconde phase, les bassins versants représentés par ceux de Draix.

Avant de clore cette 1^{ère} partie, reste à expliciter la façon dont la demande sociale a pesé sur ce travail : il s'agissait de contribuer à l'établissement du budget sédimentaire du bassin

versant de la Durance, dont la connaissance étant indispensable à toute décision concernant les graves problèmes induits par l'aménagement de ce cours d'eau :

- La constitution d'un dépôt de 11 millions de m³ (valeur 1991) dans l'étang de Berre, imputable à la dérivation de St-Chamas (environ 300 000 t apportées en moyenne chaque année) ;
- dans une moindre mesure, l'envasement de plusieurs retenues en moyenne Durance.

Les données quantitatives étant très rares, il était donc souhaitable d'utiliser au maximum celles issues des bassins de Draix, d'autant plus que les Terres noires étaient a priori soupçonnées d'une forte contribution ; cela a conduit à élargir au maximum la notion de représentativité (avec plusieurs degrés), jusqu'aux versants et bassins versants « pas trop mal représentés » par ceux de Draix.

2. La représentativité des versants : une approche naturaliste de la similarité

A ce stade, il devient indispensable de définir le terme de versant dans le contexte de ce travail.

Préalablement, notons que la production de sédiments moyenne interannuelle rapportée à la surface dénudée est semblable à la Roubine et au Laval. Les autres connaissances transposables sur les versants ne dépendant pratiquement pas de la taille, on pourra donc ne distinguer que 2 types de versants :

- le versant Laval moyen - Roubine, ensemble de ravines et de croupes (interfluves) de caractéristiques variant entre celles de la Roubine et celles d'une ravine moyenne du Laval : taille variant entre 1300 m² et une dizaine d'hectares, pente de l'ordre de 35 %, taux de végétation de 0 à 30 % ;
- le versant Brusquet : le précédent, boisé en totalité ou en quasi-totalité (de l'ordre de 90 %, les zones dénudées étant diffuses).

Les autres caractéristiques (pente, exposition...) de ces types de versant sont supposées prendre une valeur moyenne représentative.

Le choix des critères de similitude repose sur le schéma conceptuel classique (figure 1) :

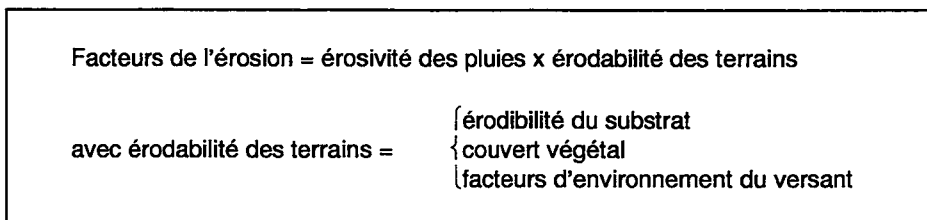


Figure 1 - Facteurs de l'érosion des versants

On considère que le climat est suffisamment homogène dans la zone d'étude pour n'avoir pas à tenir compte de l'érosivité des pluies. On néglige les facteurs d'environnement du versant (longueur, pente, exposition...) compte tenu de la définition adoptée qui confère à ces paramètres une valeur moyenne. Seuls subsistent l'érodibilité du substrat et la couverture végétale.

L'érodibilité des substrats, fonction de la lithologie dans notre cas, ne peut s'apprécier directement à partir d'une carte géologique : il n'y a pas une correspondance assez étroite entre les étages stratigraphiques et la lithologie (variations de faciès géologique, distinction insuffisante entre marne, marno-calcaire, calcaire marneux...). Il a donc été décidé que l'érodibilité serait appréciée au travers du faciès érosif, défini comme l'ensemble des caractéristiques des formes résultant des processus hydrologiques et érosifs (notion proche du géofaciès défini par G. Rovera, 1990). La méthode issue de ces considérations est présentée au tableau 2.

Le tableau 3 décrit les faciès observés.

Opérations	Résultats
Observation des différents faciès dénudés et analyse de leurs caractéristiques (tableau 3)	→ Typologie des faciès dénudés
Inventaire des sources cartographiques pertinentes sur les thèmes lithologie et couverture végétale	→ Sélection de - la carte géologique au 1/250000 - l'inventaire forestier national au 1/200000 - des images satellites (pixel de 30 m)
Sur 207 stations :	→ Constitution d'un fichier de données
Recueil d'observations de faciès sur le terrain	
Collecte à partir des sources cartographiques des modalités de la lithologie et de la couverture végétale	
Analyse factorielle des correspondances multiples et classification automatique	→ Validation des sources cartographiques ; rejet de l'inventaire forestier national Typologie des faciès de versants en fonction des facteurs lithologie (tableau 4) et végétation fournis par les sources cartographiques
Elaboration des cartes de lithologie et de végétation (selon les thèmes issus de la typologie) et croisement	→ Carte de localisation des faciès des versants

Tableau 2 - Méthode de détermination des versants semblables à ceux de Draix

Conformément aux conclusions de l'analyse de données, les types de faciès de versants sont ainsi déterminés : les faciès Vég correspondent aux régions colorées en rouge ou brun sur l'image satellite, tandis que les régions colorées en bleu ou en mosaïques bleu-rouge supportent des faciès dénudés plus ou moins continus ; le type Rav, Rco ou Aut est alors fonction de la géologie (tableau 4).

Code du faciès	Morphologie générale	Distance de crête à crête	Végétation	Substrat	Station de référence
Rav	Réseau convergent de ravines ; ramifications d'ordre 2 à 4	1 à 10 m	Absente ou clairsemée	Uniformément meuble et fragmenté ; rares bancs solides	Laval, Roubine, Moulin (Draix)
Rco	Ravines consolidées pseudo-parallèles ramifications d'ordre 1 à 2	5 à 20 m	Absente ou clairsemée	Bancs solides dans un matériau meuble	Les Meyières (3 km au sud-est de Gap)
Aut	Falaises, tabliers d'éboulis ou zones dénudées ; pas de ravines ordonnancées	-	Absente ou clairsemée	Solide et compact ou meuble	-
Vég	Végétation dense qui masque en quasi-totalité la morphologie du terrain				Brusquet

Tableau 3 - Référentiel des types de faciès de versants observés

3. Des versants expérimentaux représentatifs

L'application de la méthode au bassin versant de la Durance a conduit à l'élaboration d'une carte de faciès de versants au 1/100 000^{ème}. La répartition des superficies - pour cette échelle - est donnée par le tableau 5.

On estime (après échantillonnage rapide sur les images satellites) que 1/4 des superficies à couvert végétal discontinu est effectivement dénudé. En se référant au tableau 3 définissant les faciès par rapport à ceux rencontrés à Draix, on peut donc en conclure que :

- 19400 ha (ravinés en continu ou en discontinu sur Terres noires et d'autres marnes) sont bien représentés par le versant type Laval-Roubine ;
- 161 900 ha (végétalisés en continu ou en discontinu sur Terres noires et d'autres marnes) sont bien représentés par le versant type Brusquet ;

- 5 200 ha (ravinés en continu ou en discontinu sur marnocalcaires) ne sont pas trop mal représentés par le versant type Laval-Roubine ; 34 700 ha (végétalisés en continu ou en discontinu sur marnocalcaires) ne sont pas trop mal représentés par le versant type Brusquet ;

	Légende des cartes géologiques au 1/250000 de				Faciès
	Gap	Nice	Valence	Marseille	
Terres Noires jurassiques	JN	JN	JN		Raviné (Rav)
Marnes noires du Lias, Gargasien	I6, I9c, I8-9a		n6	n6	
Médiocrétacé et Nummulitique	CM	CM, es, eSM	CM, C1-2, n6-7		
Marnocalcaire Lias et Aalénien	I9b,I9		I9, Ims		Ravines consolidées (Rco)
Jurassique moy. Indifférencié	Jm	Jm	Jm	n-c	
Sables, grès, marnes Albien-Turonien					
Calcaires, dolomies et grès triasiques	tm, ti, tG, tK, tA2, tS	ts			Autres faciès non végétalisés (Aut)
Calcaires lités du Lias inférieur	I1-7, I1-4, I1-5, I5-7				
Calcaires jurassiques et crétacés	Js, Jc, n1-5, n4-5, Cs	J1-6, J7-9, Cs, n	Js, n4-5, C3-7	Js, n1-5	
Marnes pyriteuses du Valanginien	n2		n2		
Flyschs	FHA, Fhp, Fhs, eF				
Calcaires Crétacé inférieur et Nummulitique	n1, n3, e5, e6-7, e5-7	ec, emS	n1, n3		
Schistes	ISJN, S, SCM				
Conglomérats du Paléogène	g, egA, egC	egS, egA, g1-3	g1-3, e	g1-3, e1-3-6	
Conglomérats du Néogène	mp, m	mp, m	mp, m	mp, m	
Alluvions torrentielles et fluviales	Fz, Fy, Fx, Fw		Fz, fw	Fy, Fz, Fw, C	
Moraines glaciaires	Gz, Gy, Gx, Gw		Gy, Gx, Gw		

Tableau 4 - Détermination des types de versants à faciès dénudé en fonction de la géologie

Couverture végétale	Absente	Discontinue	Continue
Type du faciès pour un versant dénudé			
Raviné (Rav)			
• sur Terres noires jurassiques	4300 <i>0,3</i>	23070 <i>1,6</i>	75170 <i>5,2</i>
• sur autres marnes	4840 <i>0,3</i>	18040 <i>1,3</i>	55870 <i>3,9</i>
Raviné consolidé (Rco) : sur marno-calcaires	3160 <i>0,2</i>	8170 <i>0,6</i>	28560 <i>2,1</i>
Raviné autre (Aut)			
• sur formations glaciaires	2980 <i>0,2</i>	11230 <i>0,8</i>	58900 <i>4,1</i>
• sur schistes	7910 <i>0,5</i>	21230 <i>1,5</i>	9220 <i>0,6</i>
• sur autres lithologies	131890 <i>9,2</i>	203650 <i>14,2</i>	769390 <i>53,5</i>

Tableau 5 - Superficies des différents faciès (au 1/100000) dans le bassin versant de la Durance en ha et % (*italiques*)

Les résultats obtenus sur les versants de Draix en hydrologie et érosion sont donc transposables sur environ 221 000 ha dans le bassin versant de la Durance (soit 15,5 %). En dehors de ce bassin, d'autres surfaces sont concernées, dont l'estimation abonderait ces chiffres.

4. La représentativité des bassins versants : des outils pour les changements d'échelle et de système

Il s'agit ici de transposer les résultats des bassins versants de Draix à des bassins de taille plus importante que le km² ou de taux de végétation différents de ceux rencontrés à Draix. Sur ces questions de changement d'échelle, de taux de végétation et de système (passage versant → bassin versant), on sait déjà que :

- il existe des versants non desservis par un réseau hydrographique (observation sur le terrain) : le problème ne se pose alors plus ;
- il n'existe pas de bassin versant monolithologique (au sens large) au-dessus de 25 km² ;
- l'effet du taux de végétation n'est pas linéaire : en particulier pour l'hydrologie et l'ablation (Mathys N., Brochot S., Meunier M., 1996) ;

- quand la surface du bassin versant augmente entre 1000 m² et 1 km², la production événementielle de sédiments devient de plus en plus variable par rapport aux apports des versants (dépôts et reprises dans le lit)... ;
- ...mais la production de sédiments reste équivalente en moyenne interannuelle (Borges A.-L., 1993) ;
- quand la surface du bassin versant augmente, la part des matériaux transportés par charriage dans le transport total diminue (Borges A.-L., 1993).

On a développé un outil pour tenter d'aller plus loin : sur 54 sites de torrents dont les versants sont semblables à ceux de Draix (au sens du § 2), on a mesuré largeur, hauteur, pente, granulométrie, et on a estimé à partir de la cartographie les surfaces totales et dénudées du bassin versant, la dénivelée, la longueur du talweg. Les modèles statistiques établis à partir de ces données ont permis de proposer (Brochot S., 1993) la largeur comme indicateur de la part du charriage dans le transport solide total ; une validation a été effectuée.

Cet outil a trouvé une application en ce qui concerne la transposition de la production moyenne interannuelle de sédiments. Ainsi, pour des bassins dont les versants sont semblables à ceux de Draix, et jusqu'à 25 km², la superficie dénudée détermine la production moyenne interannuelle de sédiments par application des résultats Laval-Roubine, et la part du charriage dans la production totale de sédiments peut être estimée à partir de mesures de largeur des lits torrentiels. Mais, l'effet de la répartition de la couverture végétale (distance au réseau hydrographique, morcellement...) n'ayant pu être quantifié, la condition de similitude des versants par rapport à ceux de Draix, énoncée à la phrase précédente, doit s'étendre aux modalités de répartition de la couverture végétale au sein du bassin.

Au fur et à mesure que des outils pour changer d'échelle et de système (incluant la couverture végétale) se développeront, la représentativité des bassins versants de Draix pourra s'affirmer.

Conclusion

Les bassins versants expérimentaux de Draix sont représentatifs d'une région étendue par l'intermédiaire de leurs versants (au moins 2100 km²).

On peut transposer leurs résultats à des bassins versants de taille plus importante que la leur ou de taux de végétation différents, sous réserve d'accroître les connaissances sur les mécanismes de base ou de mettre au point des outils empiriques (selon la nature des résultats à transposer).

Remerciements

Ce travail a bénéficié d'une participation financière de l'Agence de l'eau Rhône-Méditerranée-Corse. C. Schubetzer y a collaboré activement en vue de l'obtention de son diplôme d'ingénieur de l'Ecole nationale supérieure d'agronomie et des industries alimentaires de Nancy. J. Bernard-Brunet, Cemagref, division agriculture et milieux montagnard, a apporté son savoir-faire et ses conseils pour l'exploitation des images satellites.

Bibliographie

Ambroise B., 1994, Du BVRE, bassin versant représentatif et expérimental au BVR, bassin versant de recherche. *Actes du séminaire national HydrOsystemes, du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales*, Paris, 10-11 mai 1994, Cemagref éditions, ISBN 2-85362-400-5, pp.11-24.

Borges A.-L. et Bordas M.P., 1988, Choix de bassins représentatifs et expérimentaux pour l'étude de l'érosion sur le plateau basaltique sudaméricain. Dans *Sediment budgets*, IAHS publ. n° 174, 1988.

Borges A.-L., 1993, Modélisation de l'érosion sur deux bassins versants expérimentaux des Alpes du sud. *Thèse de l'université Joseph Fourier, Grenoble, spécialité mécanique*, soutenue le 19 février 1993. 205 pages + biblio. + figures + annexes.

Borges A.-L., Brochot S., Meunier M., 1994, Modèle hydrosédimentologique des écoulements hyperconcentrés d'un petit torrent des Alpes du sud. *La Houille Blanche n° 3-1994*.

Brochot S., 1993, Erosion de badlands dans le système Durance-Etang de Berre. Cemagref Grenoble / Agence de l'eau Rhône Méditerranée Corse (36+32+81+47+29+29+15 p. + cartes).

Brochot S. (rédacteur) et al., 1995, Desertification in mediterranean area. *DM2E project : final report*. Cemagref Grenoble. 48 p. + annexes.

Cambon J.-P., Mathys N., Meunier M., Olivier J.-E., 1990, Mesure des débits solides et liquides sur des bassins versants expérimentaux de montagne. *IAHS publ. n°193*, pp. 231-238.

Cemagref Grenoble, 1988, Les bassins versants expérimentaux de Draix, étude et mesure de l'érosion. Présentation et synthèse. 38 p.

Coulmeau P., 1987, Quelques éléments sur la géomorphologie et les processus érosifs observés dans le bassin du Laval dans *Bassins versants expérimentaux de Draix, compte-rendu de recherche n°1 en érosion et hydraulique torrentielle*, Cemagref Grenoble.

Mathys N., Meunier M., 1989, Mesure et interprétation du processus d'érosion dans les marnes des Alpes du sud à l'échelle de la petite ravine. *Colloque « Transport solide » , la Houille Blanche n°3/4*, 1989, pp. 188-192.

Mathys N., Brochot S., Meunier M., 1996, L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de Haute-Provence). *Revue de géographie alpine*, tome 84, n°2, 1996, pp. 17-27.

Meunier M., 1995 (coordinateur), Compte-rendu de recherche n°3. BVRE de Draix. *Etudes du Cemagref, série « équipements pour l'eau et l'environnement » n°21*, ISBN 2-85362-417-X, ISSN 1258-276X, 248 p.

Meunier M., Mathys N., Cambon J.-P., 1995, Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur 3 bassins du site expérimental de Draix dans *Compte-rendu de recherche n°3. BVRE de Draix, études du Cemagref, série « équipements pour l'eau et l'environnement » n°21*, pp.125-140.

Richard D., 1997, Les bassins versants expérimentaux de Draix (04) : étude de l'érosion et du transport solide torrentiels à partir de mesures in situ. *Actes des 13^{èmes} journées du réseau érosion. » Erosion en montagnes semi-arides et méditerranéennes », bull. n° 17 du réseau érosion, 1997, ORSTOM Montpellier.*

Richy P., 1992, Contribution à l'étude des mécanismes et bilans de l'érosion chimique des Terres Noires du bassin de la Durance. *DEA Géosciences de l'environnement ; universités d'Aix-Marseille III.*

Rodier J., 1982, La transposition des résultats des bassins versants et ses problèmes. *Cahier ORSTOM, série hydrol.*, vol. XIX, n°2, 1982, 115-127.

Rovera G., 1990, Géomorphologie dynamique et aménagement des versants en moyenne Tarentaise. *Thèse de géographie de l'UJF Grenoble I* soutenue le 26 octobre 1990.

Apparition et évolution de roubines à Draix

Formation and evolution of the Draix badlands

Jean-Louis BALLAIS

Université de Provence et CAGEP-URA 903 CNRS,

29 avenue Robert Schumann, 13621 Aix-en-Provence Cedex,

Tél. : 04 42 95 38 60, Fax : 04 42 95 04 20, E. mail : ballais@aixup.univ-aix.fr

Résumé

En utilisant le profil des formes engendrées par le ruissellement concentré et les écoulements ainsi que des datations radiométriques, l'apparition du modelé de roubines est recherchée postérieurement au Pléistocène supérieur pendant lequel s'élabore la dernière génération de grands cônes et de terrasses alluviaux le long de la Bléone et de ses affluents.

Les vallons creusés par les écoulements du Tardiglaciaire et de l'Holocène inférieur ont des profils en travers en berceau. Leur profil en long présente une pente plus faible (de l'ordre de 1 %) que celle des ravins actuels. Ils ont été ensuite comblés par le remblaiement holocène principal qui fossilise des troncs de *Pinus* datés au ^{14}C de 8 860 +/- 70 B.P., 8 010 +/- 80 B.P. et 7 950 +/- 160 B.P.

Les profils transversaux en V, entaillés dans le substratum marneux, apparaissent très tardivement, probablement pendant la période moderne (au sens historique du terme), au moment du maximum d'extension des surfaces utilisées par les sociétés agro-pastorales et du Petit Age Glaciaire.

Abstract

*The appearance of badlands was studied using the profile of the channels caused by runoff. During Upper Pleistocene, alluvial fans and terraces merge with the Bouinenc and Bléone rivers terraces. During Late Glacial and Lower Holocene, channels and depressions were cut down and they have very gentle slopes. In the Laval watershed, the depression is a paleovalley whose longitudinal slope is 1% less than the present one. Then these depressions have been filled up by colluvial accumulations that fossilize some *Pinus* vertical stumps radiocarbon dated 8 860 +/- 70 B.P., 8 010 +/- 80 B.P. and 7 950 +/- 160 B.P.*

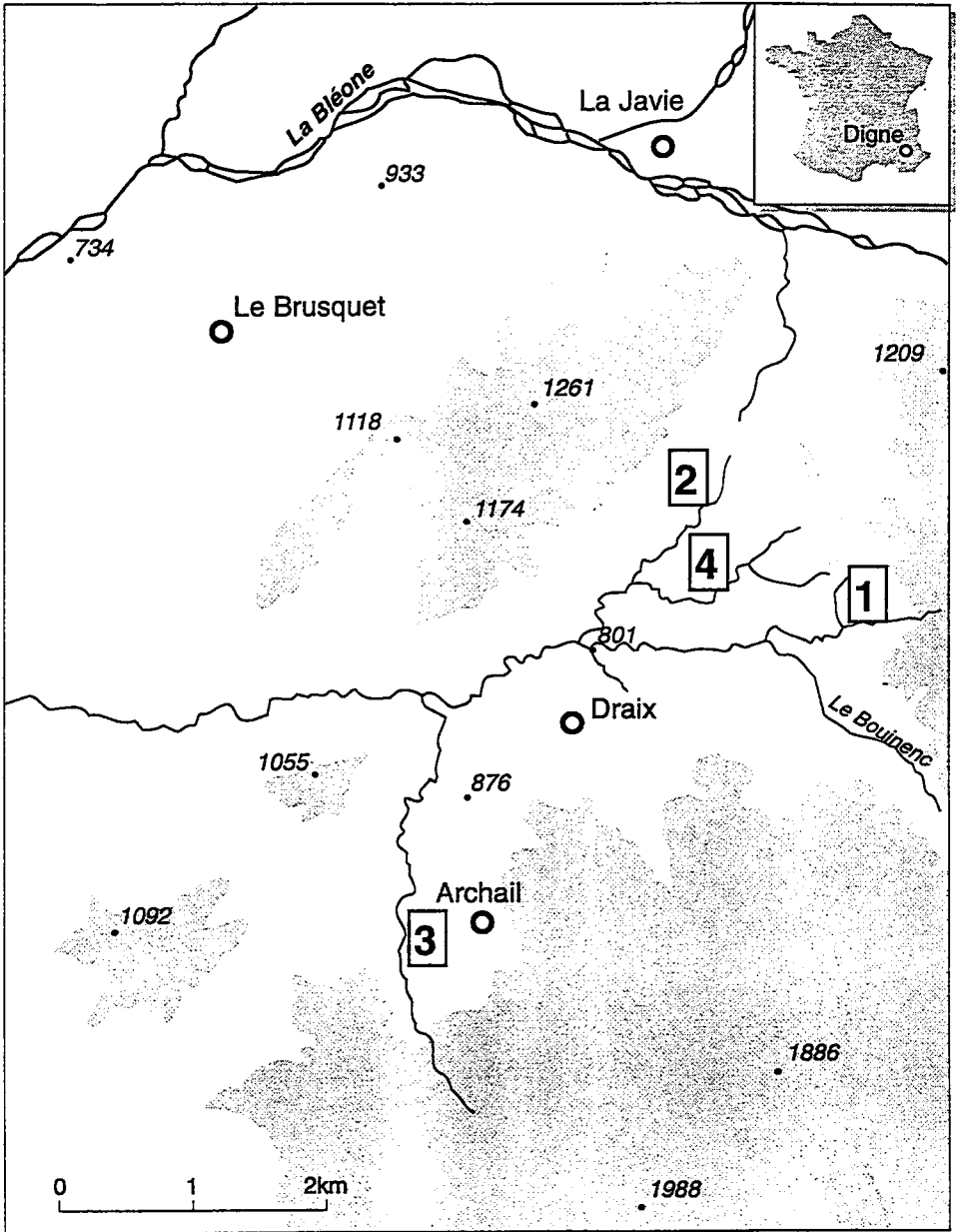


Figure 1 - Croquis de localisation.

1 - Laval, 2 - Ravin du Peyrouret, 3 - Ravin des Chauchets, 4 - Ravin de Francon

The V-shaped gullies appeared during historical period, probably during Modern Period. They coincide with the maximum extent of the cultivated and grazed area during Modern Period and with the Little Ice Age too.

Introduction

L'extrême et spectaculaire dissection des grands versants marneux des Préalpes françaises du Sud a déjà fait l'objet de nombreuses et importantes publications dont les plus récentes (Jorda, 1985, 1993 ; Dumas *et al.*, 1987 ; Gautier, 1991 ; Chodzko, Lecompte, 1992 ; Marre, sous presse) fournissent l'essentiel des références.

Les paysages de roubines ou de "badlands" ont été et sont encore surtout étudiés du point de vue des processus qui y fonctionnent ou/et à partir des accumulations qui se sont formées à leur pied (Goudie, 1995 ; Berger, 1997). Les études récentes s'inscrivent dans une longue et fructueuse tradition marquée, en particulier, par les travaux pionniers de S.A. Schumm (1956), puis ceux de R. Bryan et A. Yair (1982) et de J. de Ploey (1991). Si les grandes phases d'activité des roubines des Préalpes françaises du Sud ne souffrent guère de contestation au cours de l'Holocène, par contre, des divergences d'interprétation apparaissent et persistent concernant les facteurs qui contrôlent ce fonctionnement. Comme pour tous les problèmes de morphogenèse holocène, en domaine méditerranéen tout particulièrement, l'accent est mis soit sur un contrôle climatique, soit, au contraire, sur un contrôle anthropique, la position médiane, celle d'une combinaison de facteurs climatiques et de facteurs anthropiques étant aussi représentée. L'étude présentée ici a été réalisée dans le cadre du programme européen DM2E dirigé par Jacques Lavabre du Cemagref (Groupement d'Aix-en-Provence). Elle visait à préciser le calendrier d'évolution de l'entaille du réseau de torrents secondaires et ravins afin de replacer dans une perspective temporelle les mesures effectuées dans les bassins versants représentatifs expérimentaux de Draix. En particulier, elle s'est intéressée à l'évolution des profils en travers de ces formes au cours du temps. Cette étude ne permet donc pas de trancher définitivement entre les différentes hypothèses explicatives possibles, mais elle apporte de nouveaux éléments d'information nécessaires à la progression vers ce choix.

1. Les formes pléistocènes

Les bassins versants pris en compte sont donc, en priorité, ceux qui ont été équipés par le Cemagref (Meunier, Mathys, 1993), mais les observations ont porté également sur le territoire d'Archail, plus au Sud (fig. 1). Là, les marnes noires oxfordo-calloviennes ou toarciennes atteignent plusieurs centaines de mètres d'épaisseur en contrebas de corniches et de crêtes calcaires qui s'élèvent à presque 2 000 m d'altitude.

Les interfluves entre les bassins versants torrentiels de quelques dizaines à quelques centaines d'hectares sont constitués par des glacis et des terrasses ou sont taillés dans d'anciennes laves torrentielles, attribués au Pléistocène moyen (?) ou plus anciens (fig. 2).

En particulier, dans le bassin versant du torrent du Laval subsistent de rares échines étroites, plusieurs dizaines de mètres au-dessus du talweg, constituées d'accumulations de gros blocs (qui dépassent souvent plusieurs mètres cubes) dans une matrice claire (coordonnées Lambert : $x = 922,4$, $y = 3\ 213,1$). Les glacis d'ablation se raccordent, à l'amont, à des versants réglés, au pied des sommets de Couard et Cucuyon.

A l'intérieur des bassins versants s'individualise parfois, et surtout à l'aval, une terrasse (fig. 2) qui se raccorde à la terrasse attribuée au Pléistocène supérieur le long du Bouinenc et de la Bléone (Haccard *et al*, 1989). Au confluent du Laval et du Bouinenc, la partie sommitale de cette terrasse est enrichie en niveaux fins de couleur brune et, tout au sommet, un "horizon" sombre paraît tronquer un horizon plus beige à concrétions calcaires irrégulières et très poreuses, vestiges d'une ancienne pédogenèse. En rive droite du torrent, existe un cône bosselé couvert par une prairie. Il est formé d'une accumulation de blocs et de cailloux et graviers subanguleux (clasts de marnes et de filons de calcite) à litage fruste ou absent, dans une matrice grise fine. L'absence de bonne coupe empêche d'affirmer que ces dépôts viennent raviner, à l'aval, la terrasse du Bouinenc. Quoi qu'il en soit, l'existence de ces dépôts permet d'affirmer celle du Laval à la fin du Pléistocène. Un peu à l'aval du confluent, toujours en rive droite, un glacis-cône (ou cône rocheux) convexe a tronqué les marnes du substratum et passe, à l'aval, à un glacis vrai, concave, qui regarde la terrasse du Bouinenc.

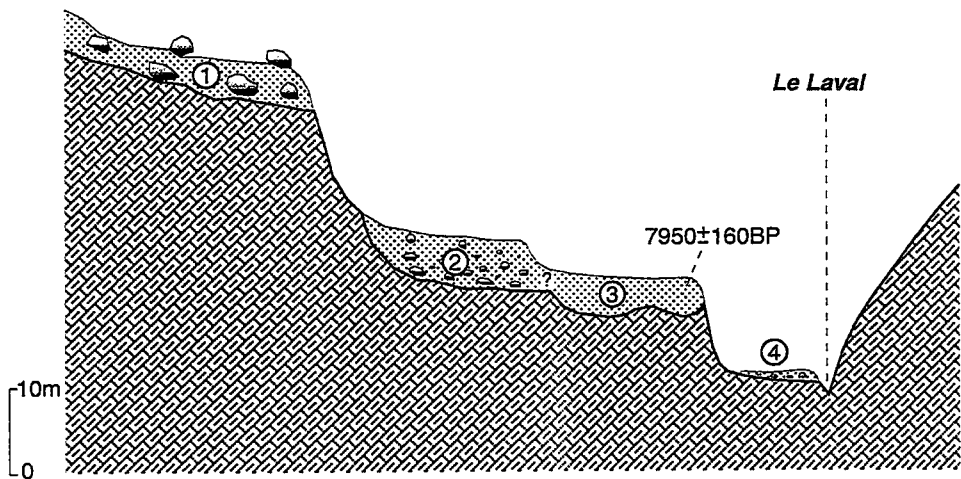


Figure. 2 - Coupe synthétique de la vallée du Laval.

- 1 : Glacis ou terrasse du Pléistocène moyen (?),
- 2 : Terrasse du Pléistocène supérieur,
- 3 : Remblaiement holocène principal,
- 4 : Terrasse historique.

2. La phase de remblaiement de l'Holocène inférieur

En contrebas des formes et formations précédentes, et constituant la formation majeure des bassins versants, s'observe une accumulation principalement limoneuse, grise (10 YR 5/1 à 10 YR 6/1 sur échantillon sec), d'épaisseur variable (2 à 10 m), remaniant les marnes du substratum. Dans le bassin versant du Laval, elle est mal triée ($So > 2$) car constituée d'environ 60 % de ballast dans une matrice formée de limons (20 à 22 %), de sables (10 à 16 %) et d'argile (environ 5 %). Elle y est très carbonatée (38 à 43 % de $CaCO_3$) et pauvre en matière organique (0,8 %). Vers l'amont, sa base peut comprendre de très gros blocs analogues à ceux libérés par les formations pléistocènes. Vers l'aval, s'observe une tendance à la structuration, au litage du matériel localement perturbé par l'arrivée d'une lave torrentielle à énormes blocs. Dans le bassin versant du ravin de Francon, juste au-dessus de la station de mesures, cette formation est représentée par au moins 2 m de limons gris à petits cailloux de filons de calcite non lités. Ce remblaiement a été également observé plus au Sud, à Archail, en rive gauche du ravin des Chauchets ($x = 919,25$, $y = 3\ 209,85$) et plus au Nord, dans le bassin versant du Daumas au Brusquet, ainsi que dans le bassin versant du torrent du Peyrouret (fig. 1). C'est le seul cas où un véritable litage a été observé à la faveur de deux coupes. A l'amont, l'épaisseur de la formation dépasse 5 m et elle résulte de l'accumulation de 17 lits successifs, parfois grossiers (jusqu'à 78 % de ballast), parfois plus fins (jusqu'à 30 % de sables, 74 % de limons et 12 % d'argile), mal triés en général ($1,55 < So < 2,33$), très carbonatés ($34 \% < CaCO_3 < 51,8\%$) et pauvres en matière organique (de 0,1 à 0,9 %). A l'aval, la coupe révélée par la piste n'atteint plus que 3,20 m d'épaisseur. Les neuf lits sont à peine mieux triés ($1,6 < So < 2,24$), constitués d'éléments plus petits (ballast : de 2,2 % à 63,6 %, sable de 14 % à 35 %, limons de 18,7 % à 67 %, argiles de 3,8 % à 10,7 %), encore plus riches en carbonates ($51,8 \% < CaCO_3 < 59,9\%$) et toujours pauvres en matière organique (de 0,5 à 0,7 %) (Sgaravizzi, 1994). Localement, une couche limoneuse, massive, non litée, à structure prismatique dense, repose sur le substratum marneux, alors que son sommet est retaillé en berceau dans lequel s'est accumulée la formation litée. Cette couche pourrait constituer le témoin d'une pédogenèse légèrement antérieure à l'Holocène, contemporaine de l'Interstade tardiglaciaire. La présence d'une faunule de Gastéropodes que F. Magnin a bien voulu examiner confirme l'existence d'espaces ouverts à l'amont, ainsi que le bilan hydrique plus favorable qu'aujourd'hui, concrétisé par la présence de marécages à l'aval.

Le remblaiement contient fréquemment des troncs de *Pinus* (probablement *sylvestris*) verticaux : nous en avons repéré six dans le bassin versant du Laval, en position de vie apparente. Trois d'entre eux ont été datés au ^{14}C : 8 860 +/- 70 B.P. (date calibrée : Cal BC 8036,7696) (Gif-9917), 8 010 +/- 80 B.P. (date calibrée : Cal BC 7232,6608) (Gif-9918) et 7 950 +/- 160 B.P. (LGQ 996) (Ballais, 1996). Quatre autres ont été retrouvés dans le lit mineur de torrents.

Cette accumulation constitue donc le faciès local du remblaiement holocène principal (Jorda, 1985). Elle remplit des dépressions creusées dans les marnes noires, probablement pendant le Tardiglaciaire car leur base est à une altitude légèrement inférieure à celle de la terrasse du Pléistocène supérieur. Leurs versants sont, partout, en pentes plus douces que les pentes actuelles, mais ces dépressions ont une forme irrégulière. C'est ainsi que, en bordure du Peyrouret, le long du chemin forestier, le substratum remonte d'abord vers le

nord, presque jusqu'à affleurer, puis plonge à nouveau brusquement avant de remonter lentement à nouveau vers le nord jusqu'à atteindre la surface topographique. En conséquence, à l'amont, l'affluent de rive gauche est obligé de cascader en sortant du remblaiement holocène principal avant de rejoindre le Peyrouret. A Archail, en rive gauche du torrent des Chauchets, le remblaiement holocène principal, épais de 4 à 6 m, colmate une dépression irrégulière mais à pentes douces entaillée dans les marnes du substratum. Là, aucun indice de pédogenèse postérieure à l'entaille et antérieure à l'accumulation n'est visible. Dans le bassin versant du Laval, les nombreuses coupes montrent que le remblaiement s'est effectué dans un très large vallon en berceau, ancêtre du Laval, plus large, moins profond, aux pentes transversales plus douces que les actuelles. Ces lambeaux, nombreux, sont au niveau du lit mineur actuel à l'amont alors que, à l'aval, ils le dominent d'environ 12 m ; au total, la pente du vallon remblayé est donc inférieure d'environ 10 pour mille à celle du torrent actuel.

Le remblaiement holocène principal est donc dû à des phénomènes de colluvionnement, sous forêt claire de *Pinus*, ainsi que le prouve l'absence généralisée de litage des argiles, des limons, des cailloux et des rares blocs qui le composent. Il s'est accumulé pendant une longue période (au moins 1 000 ans) et à des vitesses importantes (de l'ordre de 10 mm/an au maximum), nettement supérieures à la moyenne des vitesses d'accumulation de la basse terrasse holocène préhistorique des plaines et moyennes montagnes du bassin méditerranéen occidental (Ballais, 1995).

Donc, ni au moment de l'entaille antérieure à l'Holocène inférieur, ni pendant l'accumulation du remblaiement holocène principal, des formes de roubines ne sont reconnaissables. Il est certes possible de penser que tous les dépôts antérieurs à cette entaille ont disparu des bassins versants et se sont maintenus le long des axes majeurs comme le Bouinenc et la Bléone. Cependant, si c'était le cas, on comprendrait mal que le remblaiement holocène principal, constitué d'éléments de plus petite taille, se soit si abondamment conservé. Il est plus probable que des dépôts du Pléistocène supérieur ne se sont jamais accumulés dans ces bassins versants car ces derniers n'existaient pas. La preuve la plus ancienne de l'existence du Laval, du Francon, du Peyrouret ou du Daumas est ainsi constituée par l'entaille pré-Holocène. Cette entaille constitue donc une étape importante dans la densification du réseau hydrographique.

Par ailleurs, toutes les formations pléistocènes et le remblaiement holocène principal sont très fréquemment encore couverts de pâturages et de pelouses abandonnées car ils constituent sans aucun doute les meilleurs terroirs grâce à la finesse de leurs dépôts et aux possibilités importantes de stockage d'eau.

3. Les formes et formations historiques

Alors que le remblaiement holocène principal est très souvent préservé et représente des tonnages considérables, les formations plus récentes sont très discrètes. A l'évidence, depuis plusieurs millénaires, la tendance générale des petits cours d'eau est à l'incision, initiée par l'abaissement du niveau de base local constitué par le Bouinenc. Si on tient compte du fait que le tronc de *Pinus* le plus haut dans le remblaiement du bassin versant du Laval est à 20 m au-dessus du lit mineur actuel et qu'il est daté de 7 950 +/- 160 B.P., cela

signifie que la vitesse d'entaille moyenne, depuis le Boréal, a été supérieure ou égale à 3 mm/an. Cette vitesse reste dans la moyenne de celle des cours d'eau de plaine ou de moyenne montagne du bassin méditerranéen occidental entaillés dans des substratums de lithologie comparable (Ballais, 1995, 1996). Il serait extrêmement suggestif de pouvoir la comparer à la vitesse d'entaille actuelle du Laval, mais cette dernière n'est pas mesurée, à la différence de la dégradation spécifique qui atteint environ 5 mm/an (Meunier, Mathys, 1993).

C'est le bassin versant du Laval qui est le moins pauvre en formations récentes. On y observe, de haut en bas, au niveau du deuxième confluent de rive droite à l'amont de la station de mesures ($x = 922,25$, $y = 3\ 212,87$) :

- à environ 4 m au-dessus du lit mineur, une formation de pente, épaisse d'un mètre au maximum, grise, fine, en contrebas d'un lambeau probable de remblaiement holocène principal ; en pente vers le talweg, elle ravine le substratum marneux ;
- à environ 2 m au-dessus du lit mineur, à la faveur du confluent, un cône couvert de *Pinus*, constitué de blocs volumineux dans une matrice grise, fine et abondante. Plus à l'amont, d'autres cônes latéraux occupent la même position au-dessus du lit majeur. Ils se raccordent à des lambeaux de basse terrasse et leur chenal peut rester suspendu au-dessus du lit mineur du Laval. Au moins l'un d'entre eux pourrait constituer l'accumulation d'une lave torrentielle caractérisée par son chenal central et son bourrelet latéral.

Juste un peu à l'aval du premier confluent de rive droite ($x = 922,10$, $y = 3\ 212,87$), subsiste une formation constituée de cailloux et de blocs arrondis, dont certains relèvent vers l'aval, ce qui montre une mise en place par la dynamique fluviale, et qui ravinent le substratum marneux, 2 à 3 m au-dessus du lit mineur. Le contact avec le substratum est en forme de vallon en berceau peu marqué, de profil transversal très différent de celui des ravines actuelles et, en particulier, de celui qui le réentaille en V aigu. Au niveau même de la station de mesures, toujours en rive droite, des blocs et cailloux lités, remaniés du cône supérieur, colmatent un autre vallon en berceau, entaillé de 2 m dans le substrat et légèrement suspendu au-dessus du lit mineur.

Dans les autres bassins versants, les formes et formations récentes sont absentes (torrent du Peyrouret, Francon, Daumas) ou rares, à l'exception du cas du torrent des Chauchets à Archail. Là, un replat retaille le remblaiement holocène principal. A l'amont des affluents de rive gauche, il tend à se confondre avec la basse terrasse mais, à l'aval, il domine le torrent de 3 à 4 m. Il pourrait constituer l'équivalent de la formation à + 4 m dans le Laval.

Aux formes incontestablement fossiles s'ajoutent des formes difficilement classables, intermédiaires entre une terrasse vraie et le lit majeur et qui pourraient constituer la preuve d'une vigoureuse tendance récente à l'entaille dans la mesure où ces formes ne sont encore que très partiellement colonisées par la végétation et où certaines sont entaillées par des chenaux fonctionnels étroits. C'est fréquemment le cas dans la partie moyenne du Laval où des accumulations alluviales de clasts dominent le lit mineur de 1,50 m à 1,80 m et le lit majeur de 50 à 80 cm. C'est aussi le cas dans le torrent des Chauchets où le lit majeur exceptionnel, à moins que ce ne soit la basse terrasse citée ci-dessus, 1 m au-dessus du lit

mineur, se caractérise par l'abondance du ballast constitué de clasts. Il est colonisé par des aulnes et des pins. Le cas du torrent du Peyrouret est tout à fait comparable, le lit majeur (ou la basse terrasse ?), formé de clasts de marnes noires, domine également le lit mineur de 1 m. Ces formes évoquent, mais à une échelle spatiale et temporelle très différente, celles élaborées par les "megafloods", reconnues en particulier en Australie aride (Pickup, 1991), qui ont été fonctionnelles lors de grandes crues d'âge historique, mais dont on ne connaît pas de remaniement lors des plus grandes crues du XX^{ème} siècle.

Ces formes et formations sont attribuées à la période historique car elles se localisent à peine au-dessus de lits mineurs qui creusent très vite. Les autres critères : isotopiques, historiques, archéologiques, qui permettraient d'affirmer un âge historique sont peu utilisables ici. Les caractéristiques sédimentologiques des dépôts récents, à la différence du remblaiement holocène principal, sont peu favorables à la conservation de la matière organique et donc à une datation au ¹⁴C. Les recherches poursuivies aux Archives départementales des Alpes de Haute Provence se sont soldées par un échec : à l'exception de données abondantes concernant les achats de terrain en vue du reboisement surtout au cours de la deuxième moitié du XIX^{ème} siècle, nous n'avons pu trouver que quelques rares mentions sur des séismes ou des inondations régionaux (dossier 7 M 37 : Calamités agricoles : 1843, 1896-1897, 1910-1911, 1913, 1935, 1938 ; Journal des Basses-Alpes de 1837 (n° 27), 1864, 1872, 1877, 1882, 1896, 1906, 1909, 1914, 1915). Cet échec n'est d'ailleurs pas surprenant : Draix et Archail ont toujours constitué de petites communautés rurales pauvres, à l'amont des bassins versants, à l'écart des voies de communications, sans grand enjeu économique et politique. C'est finalement l'archéologie qui s'est avérée la moins décevante. Il reste quelques vestiges d'aménagements hydrauliques plus ou moins sommaires : alignements de blocs sur le lit majeur du torrent des Chauchets, microbarrages sommaires constitués de blocs non cimentés dans les affluents de ce torrent, aménagement d'un petit vallat (cf. ci-dessous) et rigole d'écoulement de l'eau d'irrigation sur un glacis-cône de la rive droite du Bouinenc. Mais l'exemple le plus significatif se localise dans le cône fossile d'un affluent de rive gauche du Peyrouret. Là, un vallon a été aménagé en vallat : sur son bord nord, un fossé a été creusé et bordé d'un talus de terre afin d'y détourner l'écoulement et de limiter l'inondation du vallon. De plus, à l'aval, un mur de pierres sèches, haut de près de 3 m, l'a fermé, bloquant ainsi à l'amont l'accumulation des colluvions. Sondées à la carrière sur plus de 1,50 m, ces colluvions sont limoneuses, avec de rares graviers (Sgaravizzi, 1994). Elles remplissent le vallon dont les versants sont plus en U qu'en berceau. Ce type d'aménagement est connu à des milliers d'exemplaires en Provence, y compris autour de Digne, pendant la période moderne et contemporaine. Ici, il permet de montrer que, au moment où le mur a été construit, les versants du vallon avaient des pentes plus fortes qu'auparavant. La présence de restes de murs et de piliers de pierres jointes par un ciment à gros grains de sable, fondés sur le replat entaillant le remblaiement holocène principal en rive gauche du ravin des Chauchets, n'apporte pas de précisions supplémentaires. En revanche, les ruines du pont de l'ancienne route de Draix à la Rouine enjambant le ravin des Garettes, juste au pied du village, montrent que depuis la construction de ce pont (il y aurait moins d'un siècle), les fondations ont été dégagées sur environ 1 m, en d'autres termes que l'entaille du ravin a été de 1 m.

Enfin, s'observent des formes fonctionnelles, en particulier deux niveaux de minuscules cônes latéraux dont le plus élevé et le mieux représenté se raccorde au lit majeur du Laval

et le plus bas, très rare, au lit mineur. Le lit majeur du Bouinenc, à l'aval du confluent avec le Laval, se caractérise aussi facilement en rive droite : large, il domine le lit mineur d'environ 1 m, il est parcouru de chenaux peu profonds et est colonisé par des pins.

4. Tentative de reconstitution de l'évolution au cours de la période holocène

S'appuyant sur un recensement bibliographique mondial, le regretté Jan de Ploey (1991) avait avancé l'idée, peu de temps avant sa mort, que les badlands constituaient des formes anciennes en dépit de leur fraîcheur apparente. En particulier, l'âge des badlands du domaine méditerranéen aurait été sous-estimé, affirmation qui rejoint celle de Wise *et al.* (1982) qui pensent que l'âge minimum des badlands espagnols se mesure en milliers d'années. L'exemple étudié aux environs de Draix pourrait peut-être, en partie, permettre de dépasser cette contradiction. En effet, il apparaît incontestable que, dans un substratum marneux, dès le début de l'Holocène, une ablation intense affecte les versants encore mal protégés par la remontée forestière, bien que des *Pinus* existent depuis au moins 10 210 +/- 80 B.P. (date calibrée : BC (10353,9198) (Gif-9919)). Ces versants sont principalement ceux d'organismes qui se sont formés au cours du Tardiglaciaire (Francon, Peyrouet, Daumas, torrent des Chauchets) et qui drainent des bassins versants d'environ une centaine d'hectares. Mais ces organismes n'ont, en fait, rien d'un torrent ou d'une roubine, comme le prouvent leurs profils transversaux et les caractéristiques sédimentologiques de leurs remplissages.

C'est beaucoup plus tard que l'entaille s'accélère, provoquant d'abord l'apparition, puis la généralisation de vallons en V, enfin celle du paysage de roubines actuelles. L'absence de formes et de formations datées des millénaires qui séparent la fin du remblaiement holocène principal de la période contemporaine constitue un problème majeur. Il est ainsi impossible de se caler sur les chronologies régionales (Jorda, 1993) ou locales, telle celle de Digne (Jorda, 1991) où le Mardaric dépose 3,5 m de cailloux à matrice sablo-graveleuse, très probablement pendant l'Age du Fer, juste avant l'occupation antique de la ville. A l'inverse, la période antique se caractérise par l'accumulation de dépôts fins. Mais l'absence de dépôts postérieurs à l'Antiquité est aussi générale dans la ville de Digne. Il n'est donc pas possible de mettre en évidence l'apparition progressive de plusieurs générations de ravines comme sur la montagne Sainte Victoire en Basse-Provence (Ballais, Crambes, 1992).

Quoi qu'il en soit, cette phase extrêmement active et rapide suppose une destruction à peu près totale de la végétation, au moins saisonnièrement. En effet, le développement spatial extraordinaire des ravinements nécessite que le sol ne soit plus maintenu par un dense réseau racinaire. Il coïncide avec la période moderne du maximum d'extension des finages (Féliu Badalo, 1983) et des surfaces pâturées, mais aussi avec le Petit Age Glaciaire marqué par une péjoration des températures qui a pu fragiliser les espèces végétales les plus thermophiles.

Si on suppose que les dépôts qui dominent le lit mineur actuel du Laval d'environ 4 m datent du début du Petit Age Glaciaire, soit le XV^{ème} s., la vitesse d'entaille du Laval aurait donc été depuis d'environ 8 mm/an. Cette vitesse impressionnante doit cependant être

rapprochée de celle du ravin des Garettes (environ 10 mm/an depuis un siècle). En Basse-Provence, où les dénivellations sont moindres, le ravin de l'Aurigon (bassin versant de 1 ha) creuse à une vitesse moyenne de 2 mm/an depuis environ quinze siècles (Ballais, Crambes, 1992). Pour la période moderne et contemporaine, on peut comparer avec un autre ravin, dont le bassin versant est un peu plus vaste, sous-affluent de l'Arc, situé à quelques 500 m du précédent (Ballais, Mocci, 1994) : il a accumulé sa basse terrasse à une vitesse moyenne de 3,5 mm/an entre (1682-1715) et (1850-1860) et de 8,1 mm/an entre (1850-1860) et 1945, terrasse qu'il entaille depuis à la vitesse d'environ 8,5 mm/an. Ainsi, il paraît possible que l'essentiel de l'entaille favorisant l'apparition et le développement du modelé de roubines soit très récent dans la région de Draix, d'autant plus qu'il s'agit de l'extrême amont d'un réseau hydrographique.

Bibliographie

Ballais J.-L., 1995, Alluvial Holocene terraces in eastern Maghreb : climate and anthropogenic controls, in J. Lewin, M.G. Macklin, J.C. Woodward eds *Mediterranean Quaternary River Environments*, Rotterdam, A.A. Balkema, pp. 183-194.

Ballais J.-L., 1996, L'âge du modelé de roubines dans les Préalpes du Sud : l'exemple de la région de Digne. *Géomorphologie*, 4, pp. 61-68.

Ballais J.-L., Crambes A., 1992, Morphogénèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Montagne Sainte-Victoire. *Méditerranée*, 1/2, pp. 29-41.

Ballais J.-L., Mocci F., 1994, Sondage du "Béal" de Beaurecueil. *Rapport Service Régional d'Archéologie PACA*, 10 p.

Berger J.-F., 1997, La géoarchéologie, à l'interface des études en paléoenvironnements et en archéologie spatiale : présentation d'un exemple drômois (le bassin valdainais). *Actes des Journées de géoarchéologie en Rhône-Alpes*, Lyon, DARA-CNRS, sous presse.

Bryan R., Yair A. eds, 1982, Badland geomorphology and piping, Norwich, Geo-Books.

Chodzko J., Lecompte M., 1992, Ravinement dans les Baronnies. *Travaux du Laboratoire de Géographie Physique*, 20, 111 p.

De Ploey J., 1991, Bassins versants ravinés : analyse et prévisions selon le modèle Es. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 27, pp. 69-76.

Dumas B., Guérémy P., Lecompte M., Lhénaff R., Raffy J., 1987, Mouvements de terrain et érosion hydrique dans les Baronnies méridionales : méthodes d'étude et premiers résultats. *Travaux de l'Institut de Géographie de Reims*, 69-72, pp. 68-93.

Feliu-Badalo S., 1983, Le foncier agricole et rural en Moyenne et Haute Bléone. Mémoire de maîtrise, Univ. Aix-Marseille II, 230 p.

Gautier E., 1991, Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviale dans le bassin du Buech (Alpes du Sud). *Thèse Paris X*, 439 p.

Goudie A., 1995, *The Changing Earth. Rates of Geomorphological Processes*. Oxford, Blackwell, 302 p.

Haccard J., Beaudoin B., Gigot P., Jorda M., 1989, Carte géologique de La Javie au 1/50 000 et notice. *Orléans, BRGM*.

Jorda C., 1991, Evolution géomorphologique et archéologie d'un site urbain de moyenne montagne alpine : Digne les Bains (Alpes de Haute Provence). *Mémoire de D.E.A., Univ. de Provence*, 125 p.

Jorda M., 1985, La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers ligures de préhistoire et de protohistoire*, 2, pp. 49-70.

Jorda M., 1993, Histoire des paléoenvironnements tardi- et postglaciaires sud-alpins de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique, in *Géomorphologie et Aménagement de la Montagne*. Caen, CNRS, pp. 99-111.

Meunier M., Mathys N., 1993, Panorama synthétique des mesures d'érosion effectuées sur trois bassins du site expérimental de Draix (Alpes-de-Haute-Provence, France). Grenoble, Cemagref-ONF, 10 p.

Pickup G., 1991, Event Frequency and Landscape Stability on the Floodplain Systems of Arid Central Australia. *Quaternary Science Review*, 10, 5, pp. 463-473.

Schumm S.A., 1956, The role of creep and rainwash on the retreat of badland slopes. *American Journal of Sciences*, 254, pp. 693-706.

Sgaravizzi J.-M., 1994, Géomorphologie holocène dans les Préalpes de Digne. Mémoire de maîtrise, Univ. de Provence, 165 p.

Wise S.M., Thornes J.B., Gimán A., 1982, How old are the badlands ? A case from south-east Spain, in R. Bryan, A. Yair eds *Badland geomorphology and piping*, Norwich, GeoBooks, pp. 259-278.

Quantification de l'érosion dans les varves glacio-lacustres de la Combe d'Ain (Jura, France) au cours de la période post-glaciaire

Sediment yield from glacio-lacustrine siltites (varves) during the postglacial period in the Combe d'Ain (Jura, France)

Michel CAMPY, Jean-François BUONCRISTIANI et Vincent BICHET
Centre des Sciences de la Terre, UMR CNRS 5561, Université de Bourgogne,
6 Bd Gabriel, 21000 DIJON, France
Tél. 03 80 39 63 70 ; Fax. 03 39 63 70 87 ; E-mail mcampy@u-bourgogne.fr

Résumé

La moyenne vallée de l'Ain (Jura) entaille des dépôts glacio-lacustres mis en place dans un lac de barrage glaciaire lors de la dernière glaciation. Le volume total érodé est d'environ $6,21 \times 10^8 \text{ m}^3$ sur une surface de $3,7 \times 10^7 \text{ m}^2$. L'érosion a eu lieu entre 18 ka BP et 6 ka BP soit pendant une durée d'environ 12 ka. La production sédimentaire de cette zone est de l'ordre de 2500 tonnes/km²/an ce qui correspond à une valeur comparable (de magnitude comparable) à la production sédimentaire actuelle des badlands ou des loess du bassin de la Yellow River en Chine. Ces fortes valeurs sont attribuées à la forte sensibilité à l'érosion mécanique des dépôts glacio-lacustres, et au rapide réajustement géomorphologique qui affecte les couvertures sédimentaires glaciaires et paraglaciaires après le retrait du glacier. La déstabilisation des versants s'est faite par glissements en masse (earthflow) et coulées de boue (mudflow) qui ont constitué les processus érosifs dominants. Ceux-ci sont actuellement stabilisés ou très exceptionnellement actifs.

Abstract

The middle valley of the Ain river (Jura) scours through glacio-lacustrine deposits settled in an ice-dammed lake during the most recent glacial advance. The total volume eroded is about $6.21 \times 10^8 \text{ m}^3$ for a surface area of $3.7 \times 10^7 \text{ m}^2$. Erosion occurred between 18 ka BP and 6 ka BP, i.e. over a duration of some 12 ka. Sediment yield from the area was of the order of 2500 tonnes/km².year, which is comparable with modern day sediment yield from NW African badlands. These high values are ascribed to the amenability of glacio-lacustrine deposits to mechanical weathering and to the rapid geomorphological changes that affected glacial and paraglacial sedimentary cover after the retreat of the ice. The valley slopes were destabilised by mass wasting (earthflow and mudflow), which was the

predominant erosional process. The slopes are currently stabilised or very exceptionally active.

Introduction

L'importance de la production sédimentaire et la vitesse de la dénudation des domaines continentaux sont assez bien connues pour la période actuelle. Les travaux de Milliman & Meade (1983), Meybeck (1984, 1987) les ont évaluées à partir des apports de matériaux à l'océan, mesurés à l'estuaire des principaux fleuves mondiaux. Les valeurs de la production sédimentaire sont comprises entre 10 tonnes/km²/an (dénudation correspondante voisine de 0,001 mm/an) pour les fleuves drainant des zones de boucliers de faible altitude (boucliers canadien et sibérien) et plus de 1000 tonnes/km²/an (dénudation correspondante de plus de 0,1 mm/an) pour les régions montagneuses de l'Himalaya et des îles du Pacifique. La grande amplitude de ces valeurs est due à la variabilité des conditions locales et en particulier à trois paramètres principaux : la lithologie du substrat, le relief et le climat.

Toutes ces données s'appuient sur des mesures réalisées au cours des trois dernières décennies et incluent de ce fait l'érosion d'origine anthropique, difficile à dissocier de l'érosion naturelle. L'extrapolation de ces données actuelles aux périodes anciennes est donc peu fiable (Bernier & Bernier, 1987 ; Meade, 1988 ; Einsele, 1992). Les propositions faites en ce sens par divers auteurs (Tardy *et al.*, 1989 ; Probst, 1991) ne peuvent avoir qu'une signification très globale gommant la diversité des cas et des situations locales.

Pour estimer précisément la production sédimentaire au cours des périodes anciennes, la démarche idéale est de pouvoir déterminer l'érosion d'un volume de roches pendant un temps déterminé (Einsele, 1992, p. 376). Mais les cas favorables à une telle démarche sont rares. Cependant, Mills (1976) a pu calculer une dénudation moyenne de 1100 mm/ka sur un versant de 4000 m de dénivelé au flanc du massif andésitique du Mont Rainier, au cours des derniers 320 000 ans. De la même manière, Rice (1980) estime la dénudation des siltites permo-triasiques dans la vallée du petit Colorado à une valeur de l'ordre de 80 à 100 m/Ma à partir du volume entaillé, daté par des coulées volcaniques. Dans le sud de l'Allemagne, l'érosion différentielle entre les niveaux actuels et les niveaux de calcaire du Jurassique supérieur protégés par une coulée volcanique du Miocène montre que 600 m ont été érodés au cours des 18 derniers Ma (Geyer & Gwinner, 1986), ce qui indique une dénudation de l'ordre de 33 m/Ma.

Nous proposons ici l'étude d'un cas particulier permettant de quantifier l'érosion dans des siltites carbonatées d'origine glacio-lacustre au cours de la période post-glaciaire.

1. Cadre géologique et géomorphologique

La Combe d'Ain est une dépression d'orientation générale nord-sud creusée dans les plateaux calcaires du versant ouest de la chaîne jurassienne (Figure 1). Elle est bordée à l'ouest par le plateau de Lons-le-Saunier et à l'est par le plateau de Champagnole. L'axe de

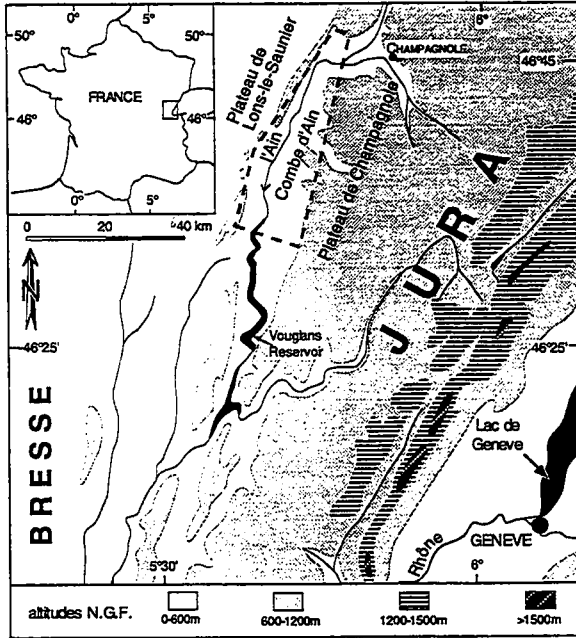


Figure 1 - Localisation de la Combe d'Ain dans la chaîne jurassienne

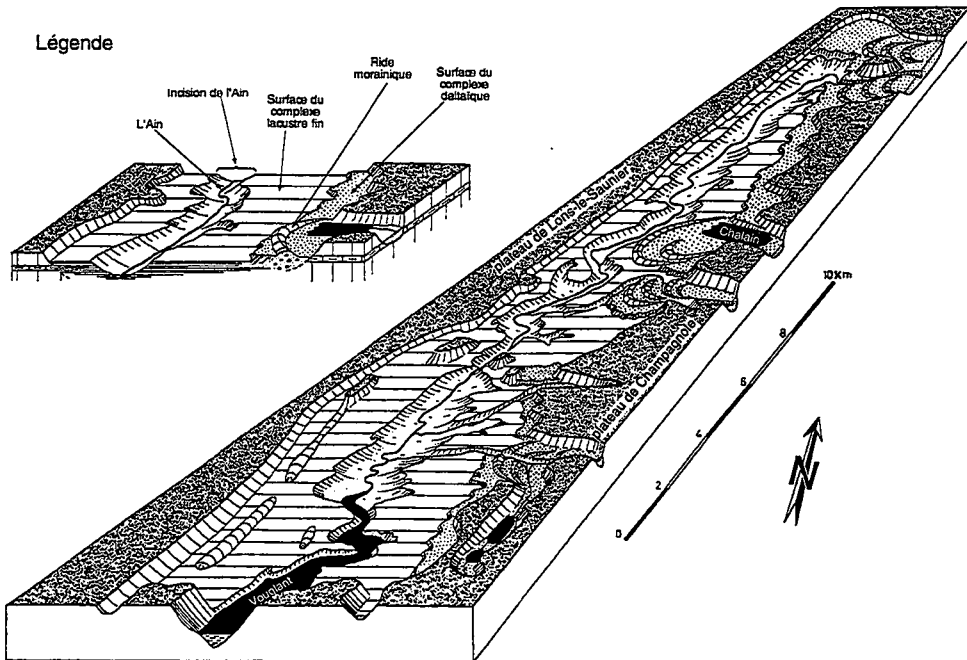


Figure 2 - Bloc diagramme morphologique de la Combe d'Ain montrant l'incision de la rivière Ain dans les dépôts varvés

la Combe est drainé par la rivière Ain remplie à l'aval par le réservoir artificiel de Vouglans qui existe depuis l'année 1968.

La Combe d'Ain est partiellement comblée par des formations glaciaires et glacio-lacustres (Figure. 2) (Campy, 1982 ; Campy *et al.*, sous presse). Le bord est de la Combe d'Ain est occupé par des rides morainiques et des deltas grossiers de type "Gilbert-delta" (Gilbert, R. & Shaw, J.,1981) présentant les faciès classiques foreset-et topset-bed. Le fond de la Combe est partiellement comblé de sédiments silto-argileux laminés (rythmites ou "varves") caractéristiques d'une sédimentation glacio-lacustre distale (bottomset-bed) (Cohen, 1979). Cette formation glacio-lacustre est entaillée par la rivière d'Ain d'une profondeur d'environ 30 m à l'amont et d'environ 60 m à l'aval, par rapport au sommet des formations varvées. Le but de ce travail est de calculer le volume de dépôt érodé et la production sédimentaire correspondante.

2. Données chronologiques

2.1. Origine et âge du remplissage lacustre

Au maximum de la dernière glaciation (Würm), la chaîne du Jura est recouverte par une calotte glaciaire qui donne naissance, à sa périphérie, à un certain nombre de langues glaciaires (Campy & Arn, 1991). Les langues ont barré certaines dépressions et provoqué la formation de lacs proglaciaires. Les eaux de fonte ont déposé leur charge détritique dans ces lacs. L'âge du maximum glaciaire est difficile à fixer, car aucun fossile ou fragment organique n'est présent dans les sédiments contemporains. Cependant il a été daté de manière indirecte grâce aux conséquences qu'il a provoquées dans les dépôts proglaciaires proches du front et dans les dépôts périglaciaires de la bordure est du Jura (Campy et Richard, 1988 ; Campy et Chaline 1993). Le début de la progression glaciaire se situe vers 21/22 ka BP, le stade maximum entre 19 et 18 ka BP et le retrait a commencé à partir de 18 ka BP.

2.2. Modalité et âge du début de l'érosion

La bonne préservation des deltas proglaciaires et l'absence de deltas secondaires montrent que le lac s'est vidangé en une seule étape, dès que la langue glaciaire qui retenait le lac s'est retiré. Ses eaux se sont écoulées en direction du sud dans le domaine laissé libre par la glace. Un axe hydrologique s'est rapidement mis en place du nord vers le sud, à la surface des dépôts émergés. Nous pensons que l'enfoncement de la rivière dans les dépôts varvés a commencé dès la vidange du lac qui a été probablement rapide (quelques dizaines d'années ?) vers 18 ka BP.

2.3. Age et durée de la phase d'érosion

Actuellement les processus d'érosion sont peu actifs dans la Combe d'Ain. En effet, les estimations faites sur l'importance de la charge en suspension par les responsables du réservoir de Vouglans (rapport oral) au débouché de l'Ain dans le réservoir, montrent qu'elles sont faibles, de l'ordre de 10 à 15 tonnes/an. Le barrage existe depuis 1968 et les reconnaissances effectuées au fond et à l'amont du réservoir ne détectent pas de cône

détritique visible. Par ailleurs, les versants de la vallée incisée dans les varves semblent actuellement stabilisés dans toute la zone de la Combe d'Ain. Des cicatrices d'anciens glissements sont localement visibles grâce à leur aménagement anthropique en terrasses. Seuls quelques points très localisés montrent une érosion mécanique actuelle active :

- dans la zone du réservoir de Vouglans, une coulée boueuse est visible au niveau d'une arrivée locale d'eau souterraine ;
- dans la zone amont, la rivière d'Ain coule le plus souvent au centre de la vallée loin des versants. En un endroit seulement (site des Ebalèves), la rivière forme un méandre qui érode la base du versant. Ici, un glissement de terrain complexe fonctionne actuellement sous forme de loupe de glissement associé à des coulées boueuses. Depuis 30 ans d'observation, nous constatons que son activité est faible et nous estimons la masse des matériaux mobilisés à 5 à 10 m³/an environ.

Il semble donc qu'à part dans ces rares zones, les versants soient actuellement stabilisés et que l'érosion mécanique y soit très faible. La question est donc de chercher à quelle période l'incision s'est produite et depuis quand elle s'est réduite. Une donnée permet de proposer une réponse à cette question. Sur la rive ouest du réservoir de Vouglans, au sommet d'un glissement ancien stabilisé (Figure 3), une lentille tourbeuse incorporée dans les dépôts lacustres a été trouvée. L'analyse palynologique (Dr J. HEIM, Université de Louvain-la-Neuve, Belgique) effectuée sur 350 grains de pollens a révélé 84 % de pollens d'arbres (Tilia : 65 %, Pinus : 15 %, Corylus : 4 %) et 16 % de pollens d'herbacées thermophiles (graminées) et de spores de fougères (Polypodium, Equisetum). Cet assemblage palynologique est caractéristique d'une forêt de tilleul avec quelques pins épars et un sous-bois de noisetiers. La strate herbacée est dominée par les fougères. Ce cortège floristique est caractéristique dans le Jura de la période atlantique (Richard, 1983). La datation ¹⁴C

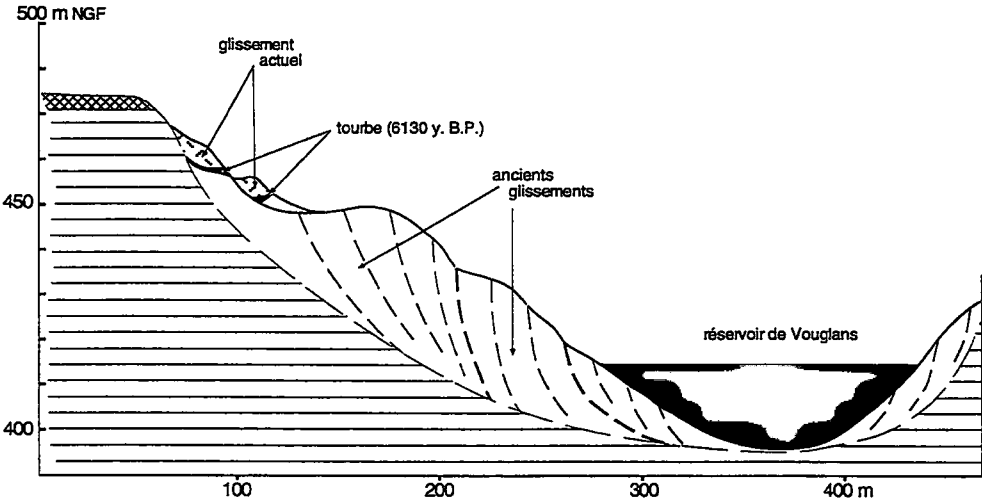


Figure 3 – Coupe de l'ancien glissement du site de l'Epiney (point 4 de la figure 2). La lentille de tourbe datée de 6 130 BP (photo n° 4 de la planche 2), repose sur le sommet de l'ancien glissement et a été conservée sous un petit glissement récent marquant la fin de l'activité majeure du versant

(LV - 1901) du bois contenu dans la lentille tourbeuse a donné un âge de 6130 + ou - 90 ans BP, ce qui situe chronologiquement la mise en place de cette lentille dans la période climatique de l'Atlantique récent et confirme les données palynologiques. Cette lentille est due à l'existence d'une petite zone marécageuse, développée dans la cicatrice d'une loupe de glissement et recouverte ultérieurement par un ultime glissement de terrain (Tallis *et al.*, 1980). La position de cette lentille montre que le versant est stabilisé depuis au moins 6 000 ans BP. Ce résultat est en accord avec d'autres résultats antérieurs (Campy *et al.*, 1994) qui montrent que, dans les remplissages d'âge holocène des lacs jurassiens, les apports détritiques cessent au cours de la période de l'Atlantique, lorsque les bassins versants se sont couverts d'une végétation forestière dense. On peut donc considérer que le creusement de la vallée de l'Ain se soit produit entre 18 ka et 6 ka ans BP. Il a donc duré environ 12 ka.

3. Les matériaux du remplissage

3.1. Nature sédimentologique

La vallée actuelle de l'Ain s'est creusée dans un matériel sédimentaire typique des marges glacio-lacustres : les rythmites argilo-silteuses varvées. Leur caractéristique principale est leur disposition régulière en lamines centimétriques horizontales alternativement claires et sombres, reconnues sur une épaisseur supérieure à 40 m dans le centre de la Combe d'Ain. Du point de vue granulométrique, elles sont plus grossières (silty-sableuses) sur le bord est de la Combe d'Ain que sur le bord ouest (argilo-silteuses). Du point de vue géochimique, le carbonate de calcium est l'élément dominant (85 à 98 % sur 90 mesures) (M. Campy, 1982). La faible proportion d'argile est représentée par l'illite (60 %), la smectite (35 %) et des traces de kaolinite (Biot *et al.*, 1981). L'analyse ne révèle pas de matière organique, ni dans les lamines claires, ni dans les lamines sombres. La différence de couleur apparente est due à la différence de granulométrie. La moyenne granulométrique est voisine de 30 microns dans les lamines claires et de 5 à 10 microns dans les lamines sombres. L'observation au microscope électronique à balayage montre l'agencement des particules dans ces formations. Elles sont entassées les une sur les autres sans ordre apparent et de nombreux vides sont présents entre les particules. Celles-ci sont plus ou moins anastomosées et un petit pont calcitique s'établit à leur zone de contact, assurant la cohésion de l'ensemble. On peut reconnaître parfois des cristaux de calcite, mais le plus souvent, les particules n'ont pas de formes cristallines nettes. Il semble donc qu'elles proviennent essentiellement du broyage des calcaires du bassin versant par l'érosion glaciaire. Cette formation laminée est donc essentiellement composée de matériaux d'origine clastique, ce qui est normal pour un dépôt d'origine glaciaire.

3.2. Données géotechniques

La formation à rythmites présente une masse volumique apparente de l'ordre de 1,8 t/m³ pour une porosité intrinsèque moyenne de 30 %. La teneur en eau à l'état naturel (W) d'échantillons prélevés à l'affleurement, varie de 20 % à 26 % selon la granulométrie des lamines. Ces valeurs, très proches de la saturation, confèrent à cette formation une forte sensibilité hydrique. Elle est rapidement saturée à faible profondeur (0,5 à 1 m) et les périodes de pluies se traduisent fréquemment par l'engorgement en eau des prairies qui la recouvrent.

L'homogénéité mécanique des rythmites et la variabilité de leur comportement en fonction de la teneur en eau, ont été testées en laboratoire, par la méthode des limites d'Atterberg (LCPC, 1970), et sur le terrain, à l'aide d'un pénétromètre Soiltest. Les limites d'Atterberg ont été mesurées sur 9 échantillons provenant de différents affleurements et correspondant soit à un ensemble de lamines, soit à une sélection de lamines sombres. Les résultats, reportés dans un diagramme de plasticité (figure 4a), indiquent une variation des limites de liquidité (W_L - teneur en eau limite entre un état plastique et un état liquide) entre 29 % et 41 %. L'indice de plasticité ($I_p = W_L - W_p$, W_p étant la teneur en eau limite entre l'état solide et l'état plastique), varie corrélativement entre 15 % et 24 %.

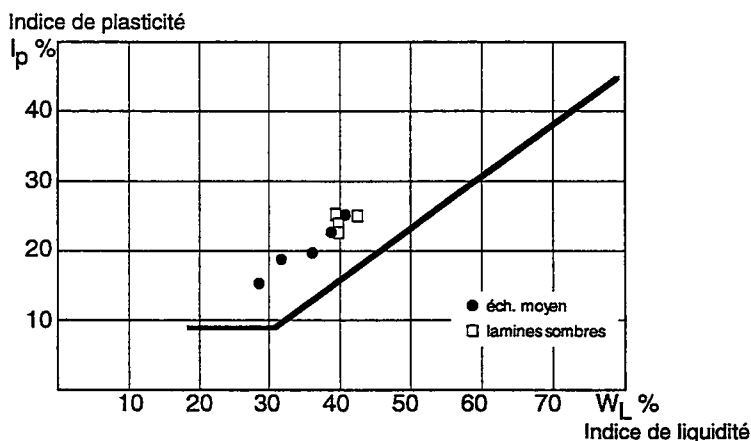


Figure 4a – Essais géotechniques sur les dépôts varvés.
Diagramme de plasticité (limite d'Atterberg).

Ces valeurs traduisent une plasticité moyenne des rythmites et, dans l'ensemble, une bonne homogénéité de comportement pour l'ensemble des échantillons. Les lamines sombres présentent les valeurs de W_L les plus élevées (40 - 42 %). Les essais pénétrométriques *in situ* ont été réalisés sur des surfaces parallèles, perpendiculaires et obliques (angle de 45°) par rapport au plan des lamines. Les valeurs de résistance en pointe (R_p) obtenues pour 23 essais sont corrélées à la teneur en eau (W) dans un diagramme bilogarithmique (figure 4b). On constate que :

- la résistance à la pénétration n'est pas sensiblement influencée par l'orientation de la contrainte par rapport au plan des lamines ;
- la corrélation avec la teneur en eau est bonne et la résistance mécanique de la formation est homogène pour l'ensemble des affleurements testés.

Ces essais géotechniques sommaires complètent les données sédimentologiques. Ils traduisent une homogénéité de comportement de la formation à rythmites, malgré sa structure laminée. Ils soulignent la porosité des matériaux, déjà observée au MEB, et leur plasticité. La forte sensibilité hydrique de ces faciès, aisément saturés voire sursaturés en

eau et leur faible cohésion intrinsèque, sont à l'origine de l'instabilité des versants qui a permis l'incision de la rivière dans cette formation.

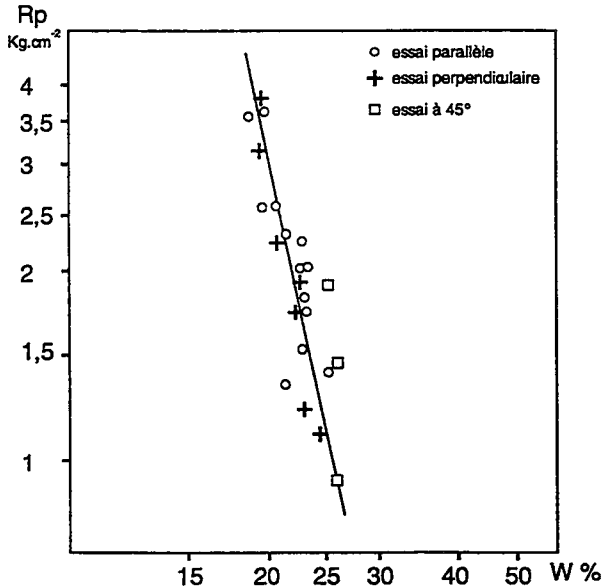


Figure 4b – Essais géotechniques sur les dépôts varvés.
Relation teneur en eau/résistance à la pénétration

3.3. Processus et nature de l'érosion

Les mouvements de terrain encore actuellement actifs à quelques endroits dans la Combe d'Ain fournissent l'image des processus qui ont permis le creusement de la vallée. Ce sont des glissements de terrain et des coulées boueuses.

Le glissement de terrain actuellement actif des Ebalèves est classique des sédiments de faible cohésion saturés ou sursaturés en eau. La tête du glissement est marquée par une cicatrice d'arrachement de 3 ou 4 m de hauteur et le versant est interrompu par des replats, légèrement en pente vers l'amont. Ces contre-pentes en escaliers correspondent chacun au sommet de petits blocs effondrés vers la pente. Le glissement ancien actuellement stabilisé (figure 3), sur la rive ouest du réservoir de Vouglans (site de l'Epiney) constitue également un exemple des processus qui ont affecté les versants lors du creusement de la vallée de l'Ain.

Une coulée boueuse existe actuellement sur le flanc de la vallée qui domine le réservoir de Vouglans. Elle est active certaines années en hiver ou au début du printemps, à l'occasion de fortes pluies ou de fonte de neige. Elle est liée à l'existence d'une petite source qui humidifie localement les dépôts varvés.

L'ensemble du creusement de la vallée de l'Ain, depuis l'assèchement du lac, a dû se faire essentiellement par ces deux processus d'érosion mécanique (glissement de terrain et coulées boueuses). Négligeables actuellement en ce qui concerne l'importance des volumes de terrain érodés, ils ont été beaucoup plus actifs et fréquents entre 18 et 6 ka BP.

4. Volume érodé et production sédimentaire

Le volume total de sédiments érodés par l'Ain est situé entre la surface actuelle de la vallée (Sa) et la surface initiale (Si) du remplissage lacustre. La surface érodée correspond à l'intersection entre Si et Sa (figure 5).

4.1. Méthode

Le volume et la surface de sédiment érodé par la rivière Ain sont calculés par modélisation mathématique des surfaces Sa et Si (logiciel Surfer). Les limites de la vallée incisée sont définies grâce au fond topographique IGN au 1/20000^{ème} et complété par des observations de terrain. Afin de faciliter le calcul du volume, l'incision est divisée en 5 zones présentant une certaine homogénéité morphologique (figure 5-2). Chacune des zones ainsi définie est traitée individuellement durant les différentes étapes de calcul, le résultat final représentant la somme des cinq résultats partiels.

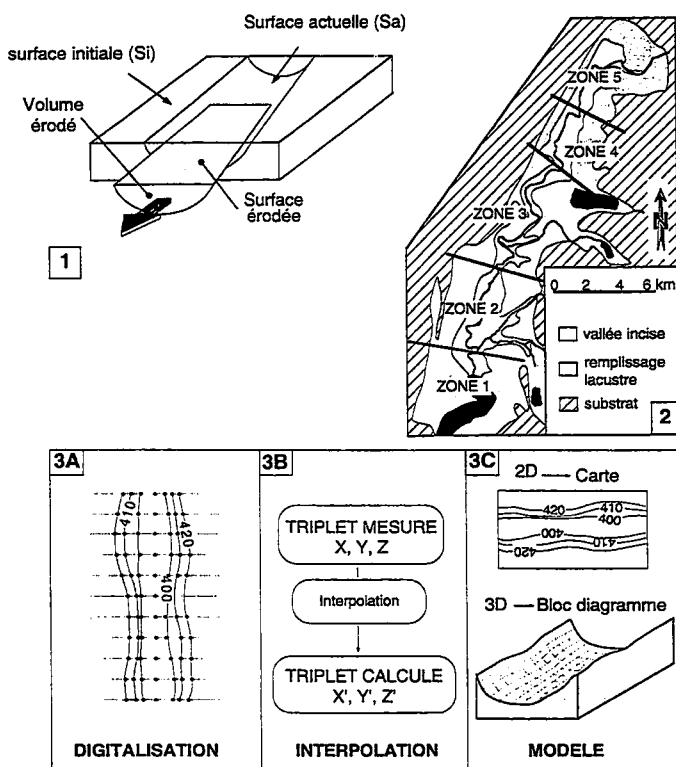


Figure 5 – Calcul du volume des matériaux érodés

1. Les différentes surfaces modélisées utilisées pour le calcul du volume
2. Localisation des 5 zones dont les volumes ont été calculés individuellement

La modélisation mathématique des surfaces est tirée de la transformation des points mesurés sur la carte topographique en points calculés par interpolation à chaque nœud de la maille définie pour le modèle. La méthode d'interpolation choisie est le krigeage (variogramme linéaire), qui utilise la théorie sur les variables régionalisées (Matheron, 1963). Afin d'éviter les risques d'erreur dus à l'interpolation, il est nécessaire que le nombre de points mesurés soit suffisant et que leur répartition soit homogène sur l'ensemble de la zone étudiée. Pour respecter ces contraintes, les points sont choisis à l'aide d'une grille étalon (de 200 m x 200 m). Sur les bords de la vallée, ils correspondent à l'intersection entre la grille et les courbes de niveaux ; dans les zones plates, ils sont localisés aux nœuds de la grille étalon. Du fait de l'équidistance des courbes de niveaux (10 m), nous estimons une erreur de 5 m sur les valeurs mesurées.

Après avoir défini les limites des surfaces S_i et S_a , chacune des zones est traitée de la façon suivante :

- choix des points mesurés (Fig. 5-3A) grâce à une grille de 200 x 200 m et digitalisation de leurs coordonnées X, Y, Z ;
- interpolation par la méthode du krigeage (Fig. 5-3B) pour calculer X', Y', Z' en fonction des valeurs mesurées X, Y, Z ;
- modélisation (Fig. 5-3C) à partir des coordonnées calculées (X', Y', Z') en 2 dimensions (cartes) et 3 dimensions (blocs diagrammes).

4.2. Résultats

Le volume compris entre les deux surfaces modélisées (S_a et S_i) correspond au volume érodé. Il est calculé par intégrale (méthode de Simpson) grâce au logiciel Surfer. Le volume calculé de sédiment érodé est de $6,21.10^8 \text{ m}^3$. Une incertitude moyenne de 15 % sur le calcul de ce volume peut être estimée à partir de l'erreur de $\pm 2,5 \text{ m}$ sur les valeurs mesurées.

La surface érodée calculée par la même méthode est de $3,7.10^7 \text{ m}^2$.

La production sédimentaire en m^3/an (Q_e) est calculée par la formule :

$$Q_e = V/t$$

V : volume total du sédiment érodé ($6,21.10^8 \text{ m}^3$)

t : durée de l'érosion (12 000 ans)

La production sédimentaire est de $51750 \pm 7700 \text{ m}^3/\text{an}$.

La production sédimentaire en tonne/an (Q_m) est calculée par la formule :

$$Q_m = Q_e \cdot d$$

d : densité moyenne des sédiments (1,8 tonnes/ m^3)

La production sédimentaire spécifique est de $93\ 150 \pm 13970 \text{ tonnes/an}$.

La production sédimentaire en tonne/an/km² (Q_s) est calculée par la formule :

$$Q_s = Q_m / S$$

S : surface érodée (3,7.10⁷ m²)

La production sédimentaire est de 2520 ±380 tonnes/an.km².

Conclusion et discussion

Le taux moyen de production sédimentaire d'environ 2500 tonnes/an.km² pendant 12 000 ans est élevé en comparaison des valeurs obtenues sur de très courtes durées pour la période actuelle et rappelées dans l'introduction de ce papier. Il est proche des valeurs actuelles obtenues dans les petits bassins versants de type bad-lands sur siltites au Maghieb où le relief est très accidenté et le régime des pluies très irrégulier (Probst, 1991). Parmi les trois facteurs influençant habituellement l'érosion mécanique (relief, climat et lithologie), la lithologie semble être le facteur principal responsable de ces fortes valeurs pour le cas étudié. Le relief est en effet faible, le climat est continental avec d'assez faibles variations de température et de pluviosité au cours de la période post-glaciaire (Guiot, 1987; Zagwijn, 1994). Les caractères lithologique des siltites carbonatées d'origine glacio-lacustre de la Combe d'Ain, et en particulier leur faible cohésion intrinsèque et leur faculté de saturation hydrique sont à l'origine de leur sensibilité à l'érosion mécanique.

Les résultats de ce travail permettent de présenter l'état de la Combe d'Ain avant (aux environs de 18 ka BP) et après la phase d'érosion mais ne permettent pas de présenter l'évolution de l'érosion et de la morphologie de la Combe d'Ain au cours de cette période. Nous pouvons, à titre d'hypothèse, proposer une réponse plausible à cette question. La figure 6 montre une coupe schématique de la Combe d'Ain et de son remplissage glacio-

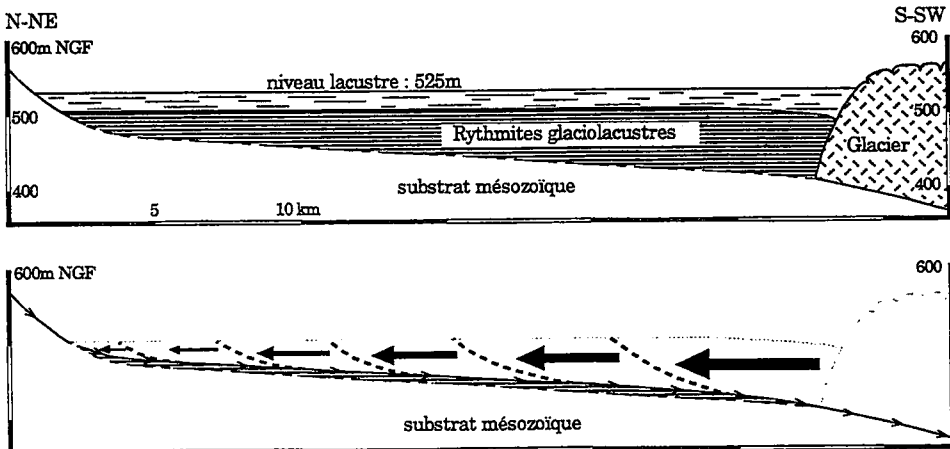


Fig.6

Figure 6 - Coupe schématique longitudinale de la Combe d'Ain
1. A la fin du remplissage lacustre (18 ka BP)
2. Progression de l'érosion des dépôts varvés de 18 à 6 ka BP

lacustre. Comme nous l'avons vu plus haut, le lac pro-glaciaire de la Combe d'Ain était retenu à l'aval par une langue glaciaire et le remplissage s'appuyait sur cette langue. Le vide créé lors de sa fonte, vers 18 ka BP, a entraîné un fort déséquilibre gravitaire de la zone aval du remplissage et le creusement a certainement commencé dans cette zone, sous forme d'un ravin très en pente. L'incision de ce ravin a continué progressivement en direction de l'amont jusqu'à la situation actuelle. On peut penser que la production sédimentaire n'a pas été constante de 18 à 6 ka BP pour deux raisons. D'une part la pente des versants était beaucoup plus forte au début qu'à la fin de cette période et de ce fait les processus de glissement plus actifs. D'autre part, les analyses palynologiques (Richard, 1983) montrent que la végétation était rare et très discontinue pendant la période tardi-glaciaire (de 18 à 10 ka BP) et que les espèces forestières ont colonisé progressivement la région à partir de 10 ka BP pour atteindre une couverture totale à la période de l'atlantique supérieur vers 6 ka BP. Le développement du couvert végétal a certainement dû freiner les processus d'érosion mécanique. La figure 7 illustre schématiquement cette évolution probable. La faiblesse de l'érosion actuelle ne représente que la poursuite de l'atténuation de l'érosion amorcée dès le début de l'Holocène.

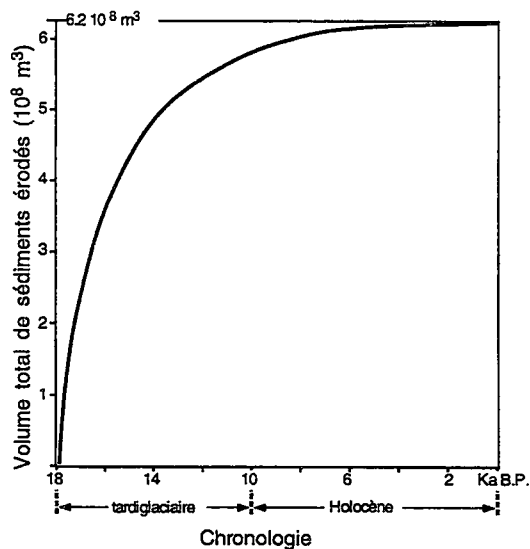


Figure 7 – Courbe hypothétique de l'augmentation du volume de sédiment érodé au cours du temps

L'exemple de la combe d'Ain permet également une autre réflexion d'ordre plus général. De nombreux auteurs (Pinet et Souriau, 1988 ; Tardy *et al.*, 1989 ; Probst, 1991 ; Einsele 1992 p. 378-384) proposent d'extrapoler les valeurs moyennes actuelles de l'érosion aux périodes géologiques anciennes pour estimer les taux de dénudation des continents. Cette démarche présente des dangers d'erreur grossière comme l'ont déjà souligné quelques auteurs (Meade, 1969 ; Berner & Berner, 1987). En effet les données actuelles s'appuient sur des mesures réalisées au cours des trois dernières décennies et incluent de ce fait l'érosion d'origine anthropique difficile à dissocier de l'érosion naturelle. L'exemple de la Combe d'Ain montre que les taux d'érosion ont beaucoup évolué depuis 18 ka BP. D'autre part, les estimations de

l'érosion au cours des périodes géologiques anciennes ne peuvent avoir qu'une signification très globale gommant la diversité des cas et des situations locales. L'exemple présenté ici montre que les forts taux d'érosion constatés ne sont valables que pendant une période définie et sur une zone particulière d'environ 40 km² où affluent les siltites carbonatées. Autour de cette zone, sur les plateaux calcaires du Jura, l'érosion est de l'ordre de 50 à 100 fois plus faible. Ces différences locales des taux d'érosion sont responsables de la morphologie actuelle.

L'exemple de la Combe d'Ain permet également de montrer l'importance de l'érosion mécanique qui a affecté les régions situées à la périphérie de la dernière grande extension glaciaire après le retrait du glacier. La sensibilité à l'érosion est due à la présence d'une abondante couverture détritique abandonnée par les glaciers. Ces formations superficielles d'origine glaciaire et paraglaciaire (Church and Ryder, 1972) sont le plus souvent meubles et en situation de déséquilibre topographique. Le retrait glaciaire entraîne une modification profonde des processus de sédimentation et d'érosion. Au cours de la phase glaciaire stricto sensu le bilan sédimentation/érosion y est largement positif. Au contraire, le retrait entraîne une augmentation des processus d'érosion et un réajustement géomorphologique au détriment des dépôts accumulés au cours de la phase précédente. Nous avons déjà constaté dans le Jura un véritable "rush" détritique à l'époque tardi-glaciaire (Campy *et al.*, 1994) dans les remplissages post-glaciaires des lacs. Cette forte mobilisation de particules détritiques s'atténue progressivement au cours de l'Holocène grâce à la régularisation des reliefs et la colonisation végétale. Ce phénomène est probablement présent dans toutes les zones de marges glaciaire de la dernière glaciation.

Bibliographie

Berner E.K., and Berner R.A., 1987, The Global Water Cycle. Geochemistry and Environment. *Prentice-Hall*, 397 p.

Biot J.P., Campy M., Martin J., and Morre-Biot N., 1981, Les formations glacio-lacustres de la Combe d'Ain (Jura). Nature des dépôts et observations sur leur comportement dans le site du glissement de Marigny. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, t. 23, n°2, 129-135.

Campy M., 1982, Le Quaternaire franc-comtois. Essai chronologique et paléoclimatique. *unpublished thesis* n°159, Université de Besançon, 575 p.

Campy M., and Richard H., 1988, Modalités et Chronologie de la déglaciation würmienne dans le Jura. *Bull. de l'Ass. Franç. pour l'Et. du Quat.*, 2-3, 81-89.

Campy, M. and Arn R., 1991, The Jura glacier : palaeogeography in the würmian circum-alpine zone. *Boreas*, 20, 17-27.

Campy M., and Chaline J., 1993, Missing Records and Depositional Breaks in French Late Pleistocene Cave Sediments. *Quaternary Research*, 40, 318-331.

Campy M., Bichet V., Digiovanni Ch., Richard H., Richard J., and Olive Ph., 1994, Evolution des flux de matière depuis 12 000 ans dans la haute vallée du Doubs (France). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 165, 4, 383-402.

Campy M., Buoncristiani J.F., & Bichet V. (in press): Sediment yield from glaciolacustrine calcareous deposits during the postglacial period in the Combe d'Ain (Jura, France). *Earth Surface Processes and Landforms*.

Church M., and Ryder J.M., 1972. Paraglacial sedimentation : a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 83, 3059-3072.

Cohen J.M., 1979, Deltaic sedimentation in glacial Lake Blessington, County Wicklow, Ireland', in C. Schlüchter (Ed.). *Moraines and Varves, Origin, Genesis, Classification*, Balkema, 357-367.

Einsele G., 1992, *Sedimentary Basins. Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer-Verlag, 628 p.

Geyer O.F. and Gwinner M.P., 1986, *Geologie von Baden-Württemberg*. Schweizerbart, Stuttgart, 472 p.

Guiot J., 1987, Late Quaternary climatic change in France estimated from multivariate pollen time series. *Quaternary Research*, 28, 100-118.

Gilbert R. and Shaw J., 1981, Sedimentation in proglacial Sunwapta Lake, Alberta. *Can. J. Earth Sci.*, 18, 81-93.

LCPC, 1970, *Mode opératoire du Laboratoire Central des Ponts et Chaussées. Limites d'Atterberg*. Dunod, Paris, 456 p.

Matheron G., 1963, *Traité de géostatistique appliquée, tome 1 : théorie*. Mémoire du BRGM, 14, 338 p.

Meade R.H., 1969. Errors in using modern stream-load data to estimate natural rates of denudation. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, 1265-1274.

Meade R.H., 1988, Movement and storage of sediment in river system'. In A. Lerman & M. Meybeck (Eds). *Physical and Chemical Weathering in Geochemical Cycle'*, NATO ASI Series, Kluwer Academic Publishers, vol. 251, 165-180.

Meybeck M. 1984, *Les fleuves et le cycle géochimique des sédiments*. Unpublished thesis, Paris, 564 p.

Meybeck M., 1987, Global superficial weathering of superficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science*, 287, 401-428.

Milliman J.D. and Meade R.H., 1983, World-wide delivery of river sediments to the oceans. *Journal of Geology*, vol. XCI, 1-21.

Mills H.H., 1976, Estimated erosion rates on Mount Rainier, Washington. *Geology*, 4, 401-406.

Pinet P., and Souriau M., 1988, Continental erosion and large scale relief. *Tectonics*, 7, 3, 563-582.

Probst J.L., 1991, Géochimie et Hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années. *Sciences Géologiques*, Strasbourg, Mémoire n° 94, 161 p.

Rice R.J., 1980, Rates of erosion in the Little Colorado valley, Arizona', In Cullingford R.A., Davidson D.A., Lewin J. (Eds). *Timescales in Geomorphology*, Wiley-Intersciences, Chichester, 317-331.

Richard H., 1983, Nouvelles contributions à l'histoire de la végétation franc-comtoise tardiglaciaire et holocène à partir des données de la palynologie. Unpublished thesis, Université de Besançon, 155 p.

Tallis J. H., and Rowntree K. M., 1980, The dating of landslides in Longdendale, north Derbyshire, using pollen-analytical techniques, in Cullingford, R. A., Davidson, D. A. and Lewin, J. (Eds). *Timescales in Geomorphology*, John Wiley & Sons, New York, 189-206.

Tardy Y., N'Koukou R., and Probst J.L., 1989, The Global Water Cycle and continental erosion during phanerozoic time (570 my). *American Journal of Science*, vol. CCLXXXIX, 4, 455-483.

Zagwijn W.H., 1994, Reconstruction of climate change during the Holocene in western and central Europe based on pollen record of indicator species. *Veget. Hist. Archaeobot.*, 3, 65-88.

Histoire de l'occupation de l'espace au XIX^{ème} siècle dans les bassins expérimentaux du Saignon, du Brusquet et du Laval (Alpes-de-Haute-Provence)

Land-use history during the XIXth century in the Saignon, the Brusquet and the Laval experimental watersheds (Alpes-de-Haute-Provence)

D. VALLAURI et Ph. VINCENT

Cemagref, secteur Forêts de montagne, 2, rue de la Papeterie, BP 76,
38402 Saint-Martin-d'Hères cedex
Tél. 04.76.76.27.27 ; Fax : 04.76.51.38.03

Résumé

L'histoire de l'occupation du sol dans les bassins expérimentaux est retracée de 1829 à 1914 à partir des cadastres anciens. Les cartes et l'analyse du contexte agraire du XIX^{ème} siècle sont présentées. Les territoires concernés sont pauvres et dégradés (arides, vagues et labours de faible fertilité dominant) mais utilisés au maximum de leur potentiel productif. La variabilité écologique est retranscrite à l'échelle de la parcelle, mettant ainsi en évidence la mosaïque sur laquelle sont intervenus les travaux de restauration.

Abstract

The land-use history in the experimental watersheds is studied from 1829 to 1914 through old cadastral surveys. The maps and the analysis of the agricultural context during the XIXth century is summarised. The landscapes are poor and degraded (badlands, shrublands and low fertility ploughed lands) but fully used for cereals cultivation and grazing. The ecological variability is analysed at the parcel level and emphasises the heterogeneity before restoration.

Introduction

L'information écologique ancienne est précieuse pour comprendre les paysages et leur évolution. Comme le rappelle Théophile Gautier, « le présent est la matrice où le passé procrée l'avenir » (dans Eynard-Machet, 1993). Les paysages forestiers que nous analysons aujourd'hui sont au minimum directement le produit des deux derniers siècles d'histoire (Corvol, 1987, Douguedroit, 1976). Ce document présente les bassins expérimentaux du Saignon, du Brusquet et du Laval au début du XIX^{ème}. Il prend pour base une source cartographique et statistique particulièrement riche, le cadastre napoléonien, qui donne une image des milieux et du contexte agraire de l'époque. Ce texte synthétise les travaux historiques de Chappaz (1989), Vincent (1995), rapportés en détail dans Vallauri (1997).

1 Matériel et méthodes

1.1. Présentation des sites

Le bassin du Saignon occupe 400 ha environ sur la commune de La Motte (Alpes-de-Haute-Provence). L'altitude est comprise entre 730 et 1474 mètres. L'exposition principale est sud, mais dans la zone basse marneuse le micro-relief est très varié. Le bassin du Brusquet occupe 108 ha sur les communes du Brusquet et de La Javie (Alpes-de-Haute-Provence). L'altitude est comprise entre 800 et 1263 mètres. L'exposition principale est nord-ouest, mais dans la zone basse sur marnes noires dégradées le micro-relief est très varié. Le bassin du Laval occupe 86 ha sur la commune de Draix (Alpes-de-Haute-Provence). L'altitude est comprise entre 850 et 1260 mètres. L'exposition principalement ouest varie grandement du fait de la forme du bassin et son micro-relief.

1.2. Cadastres napoléoniens et archives du XIX^{ème} siècle

Les documents recherchés font essentiellement partie des séries d'archives 6 M (Population, économie, statistiques) et 7 M (Agriculture, Eaux et Forêts). L'analyse de ces séries cherche à être exhaustive pour les statistiques démographiques, agricoles et les informations sur les forêts des communes de La Motte, Le Brusquet, Draix.

Le cadastre napoléonien, mis en place dans le département à partir des années 1820, contient 4 types de documents principaux :

- les feuilles de la matrice cadastrale, cartes réalisées à une échelle variable mais généralement proche du 1/5000 ;
- les registres des états de section, regroupant pour une commune et par section, le numéro des parcelles, une dénomination du lieu-dit, le nom du propriétaire, la nature de l'occupation du sol, le classement en catégorie de valeur, et enfin le revenu cadastral ;
- les registres des états par propriétaire, avec suivi des mutations jusqu'en 1914 ;

- le tableau d'expertise cadastrale qui établit, commune par commune, les valeurs d'imposition foncière pour chaque nature et classement de terrain ;

Ces quatre documents sont réalisés à la mise en place du premier cadastre (1836 pour La Motte, 1829 pour Le Brusquet, 1830 pour Draix).

2. Résultats

2.1. Vues sur le département des Basses-Alpes au XIX^{ème} siècle

2.1.1. Vues générales

Dans les Basses-Alpes au XIX^{ème} siècle, le moindre mètre carré de terre est utilisé à son maximum productif. Les Préalpes de Haute-Provence constituent un pays vivant des modestes rendements de la céréaliculture. Le bétail, indispensable au maintien de la fertilité des champs, n'occupe qu'une place réduite dans les échanges commerciaux des communes étudiées. Pour obtenir les compléments de revenus nécessaires, certains paysans louent leurs services aux plus gros propriétaires ou émigrent en hiver vers la Basse-Provence. Le taux d'émigration saisonnière fut évalué à 25 % au XVI^{ème} siècle (Baratier, 1961). « En 1789 et antérieurement, un grand nombre d'individus se rendait dans la Basse-Provence. Ils y conduisaient quelques bestiaux dont ils trafiquaient ou se vendaient à la journée » (AD 6 M 293). Le phénomène est encore présent au XIX^{ème} siècle.

2.1.2. Occupation du sol

Nous nous aiderons pour les définitions données ci-après des expertises cadastrales de La Motte (AD 3 P 10), Le Caire (AD 3 P 8), Dourbes (AD 3 P 8). Celles des communes de Draix et Le Brusquet ne sont pas disponibles. Dix dénominations sont régulièrement utilisées sur les communes étudiées. Par valeur décroissante, il s'agit des « prés », « jardins », « labours », « vignes », « bois » ou « bois-taillis », « pâtures », « buisnières », « bruyères », « vagues » et « arides ». A chacune de ces dénominations correspond une utilisation différente de l'espace agricole. En terme de revenu, chaque type est divisé en différentes classes, de valeur variable d'une commune à l'autre. Ainsi, les labours de Draix apparaissent moins riches d'une classe que ceux de La Motte ou Le Brusquet par exemple. Toutefois, la comparaison du revenu des types et des classes d'occupation du sol suit les mêmes ordres de décroissance.

Les **labours** sont divisés en 5 classes distinctes, de la meilleure (classe 1) à la moins productive (classe 5). Le revenu par hectare, en F de l'époque, varie respectivement de 62 F/hectare à 2.25 F/hectare pour les classes 1 et 5 à La Motte. Les meilleures classes sont labourées chaque année et semées alternativement en céréales (froment, épeautre, seigle, orge, avoine) ou en sainfoin. Il existe toutefois de grandes variations concernant l'assolement pratiqué, en fonction des communes et de la fertilité des terres. Ainsi, si « l'assolement est de deux ans pour toutes les classes » aux Dourbes (AD 3P7), les terres de cinquième classe ne sont semées qu'une fois tous les cinq ans à Bayons (AD 3P7).

Les **bois** ou **bois-taillis** sont rares. Ils sont généralement très peu denses et n'abritent peu ou pas de bois destinés à la marine. On y prélève du bois de chauffage mais aussi les ramées et des glands pour un revenu égal, en F de l'époque, à 2 à 3 F/hectare à La Motte.

Les **buisières** et les **bruyères** sont des landes où prédomine soit le buis, soit les genêts. Elles présentent des revenus, en F de l'époque, sensiblement identiques (autour de 1 F/hectare). La nuance est essentiellement botanique. Dans les deux cas, les arbustes (buis ou genêt cendré) et les arbrisseaux sont broutés, mais aussi arrachés et utilisés comme engrais verts pour amender les terres labourées. Les bruyères recouvrent des parcelles « qui ne sont pas sans importance à cause des engrais qu'on en retire ; on a pensé cependant qu'elles valaient un peu moins que les labours de cinquième classe, aussi on ne les a portées qu'à 90 centimes » précise d'ailleurs l'enquêteur chargé de l'expertise cadastrale du Caire (AD 3P8).

Les **vagues** offrent peu de valeur, mais présentent encore au bétail quelques végétaux dans une lande appauvrie (genêts épars, lavandes, aphyllanthes) et de faible recouvrement au sol. Enfin, les **arides** sont les terrains les plus dégradés, les plus pauvres, essentiellement sur substrats marneux. Ils ne sont imposés sur aucune des communes consultées. Leur utilisation pastorale est épisodique (printemps) et extensive. Ils sont violemment soumis à l'érosion.

2.1.3. Note sur l'économie agricole

Les grandes lignes du calendrier annuel de travaux agricoles dans une ferme près de Digne au début du XIX^{ème} siècle sont présentées par Jouyne (1823). A quelques semaines de décalage près, en liaison avec l'altitude, ce calendrier est sans doute valable pour l'ensemble des Préalpes de Digne et de Sisteron. Les terres sont retournées après épandage du fumier, soit en octobre, soit en février/mars. Les chaumes sont pâturés avant le labour. Les bois-taillis sont pâturés toute l'année par l'ensemble du bétail. En octobre, les feuilles de chênes sont coupées encore vertes, soit pour nourrir immédiatement le bétail au pied même des arbres (affouragement en vert), soit sont engrangées en petits fagots mélangés à de la paille et conservés pour l'hiver (affouragement en sec). Les glands sont également récoltés ou consommés sur place à l'automne.

Nous retiendrons trois idées fortes à l'énoncé de ce calendrier :

1. l'importance des parcelles de landes et de bois pour la production d'engrais verts, ici soulignée par l'importance des travaux pour la ramée ;
2. la complémentarité des landes avec les labours. Celles-ci se situent d'ailleurs souvent à leur proximité immédiate ;
3. la place faible accordée aux troupeaux dans les travaux.

2.1.4. Les forêts du département

Le taux de boisement a été estimé à environ 10 % pour le département à la fin du XVIII^{ème} siècle, d'après la carte géographique nationale de Cassini. Le même calcul réalisé à partir du cadastre dépasse 15 %, mais considère des zones agro-forestières à densité d'arbres

manifestement inférieure à 100 tiges à l'hectare (exemple des chênaies de La Lauze au Saignon). L'Etat est peu présent dans le département au début du XIX^{ème} siècle. La surface totale des bois des communes et établissements publics en 1828 est égale à 12 023 hectares (AD 7 M 235), soit 0,17 % du territoire départemental seulement.

2.2. Le bassin du Saignon

2.2.1. La commune de La Motte

2.2.1.1. Démographie

L'évolution démographique de la commune met en évidence deux pics de population (figures 1 et 2). Le premier au Moyen Age avec 168 feux en 1344 ; le second en 1836 avec 756 habitants.

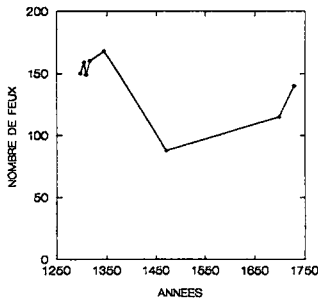


Figure 1 - Evolution du nombre de feux à La Motte du Moyen Age à 1728 (d'après BARATIER, 1961).

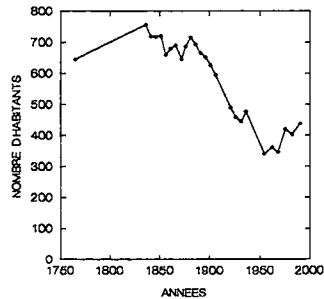


Figure 2 - Evolution de la population de 1765 à nos jours (source AD 6 M 68, 92 et 128 et Cemagref, Observatoire de la montagne).

2.2.1.2. Occupation du sol

En 1836, l'occupation du sol sur la commune (figure 3) montre que 46,2 % des terrains sont peu ou pas productifs (vagues et arides). Les labours représentent 23,0 % et sont situés dans le fond de la vallée notamment. Ils sont, pour 90,3 % de la surface, de médiocre à faible fertilité, c'est-à-dire de classe 3, 4 ou 5. La forêt couvre encore 19,0 %, bien que constituée de bois-taillis en partie dégradés (classe 2).

2.2.1.3. Les forêts

Dans le canton de La Motte, en l'an IX, « il n'existe pas de bois-taillis ou de futaie en coupe réglée. Chacun coupe arbitrairement selon ses besoins et nullement pour vendre » (6 M 294). En 1828, les bois des communes et établissements publics représentent à La Motte une surface de 195 hectares, répartis sur les lieux dits : Terre de la Vache, bois du Berq, Malhubac, Blachière, Taillades, Devens, Malaup (AD 7 M 235). Les essences dominantes sont le chêne blanc et le hêtre. Aucun hectare n'est en réserve.

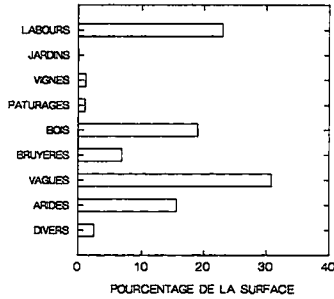


Figure 3 – Occupation du sol sur la commune de La Motte en 1836.

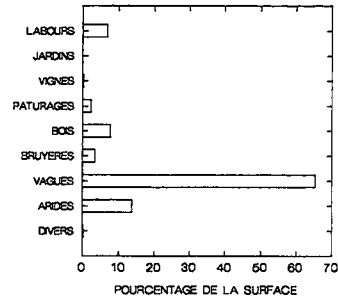


Figure 4 - Occupation du sol dans le bassin du Saignon en 1836.

2.2.2. Notice et carte de l'occupation du sol dans le bassin du Saignon en 1836

2.2.2.1. Préambule sur la toponymie des parcelles

La toponymie a gardé la trace des modes d'exploitation anciens. Ainsi, certaines parcelles portent encore le nom de champ (champ du Colombier, champ de Capet, champ Bourelly, champ de la Gatte, champ micoulavi), alors qu'elles sont notées « vagues » en 1830. Ces noms concernent 8,7 hectares et apportent un argument supplémentaire à l'hypothèse d'une dégradation ancienne des sols. Cette dégradation des parcelles représenterait une diminution de la surface labourable d'environ 25 % ! D'autres parcelles rappellent un possible labour ancien par leur géométrie. Ce sont les parcelles 1, 2, 33, 982 sur la commune de La Motte et 417 à 420 à Melve, pour une surface totale de 2,20 hectares. Il est toutefois difficile de dater leur abandon. Enfin, notons aussi que les forêts qui dominent La Lauze portent le nom de Blache Rimaye et Blache de la Lauze, ce qui nous rappelle les pratiques probablement très anciennes de pâturage et brûlage/ charbonnage dans ces parcelles.

2.2.2.2. Occupation du sol

La superficie cadastrale du bassin est en 1836 de 446 hectares, répartis en 172 parcelles sur les communes de La Motte et Melve. Les terrains du bassin apparaissent plus pauvres que la moyenne communale. Ils sont pour plus de 80 % de nature « vagues » et « arides » (figures 4 et 5). Cette dernière dénomination se situe exclusivement sur les marnes noires. Les faibles surfaces de « labour » (31 hectares) sont de surcroît de faible fertilité. Les classes 1 et 2 y sont absentes. Les labours occupent en majorité les zones de faibles pentes sur colluvions argileuses, mais aussi des régosols relativement peu profonds. Les parcelles les plus grandes se situent à proximité des fermes, position favorable à la redistribution des engrais animaux.

Les « bois-taillis » (35 hectares en 10 parcelles) sont représentés par :

1. le Défens, communal en 1836, composé de chêne blanc, chêne vert et un peu de hêtre (AD 7 M 203) ;
2. les bois très clairs et pâturés situés au-dessus de La Lauze (de l'ordre de 100 réserves à l'hectare de chêne blanc) ;

3. deux parcelles à proximité des fermes du Saignon et du Mas d'Autran.

Les « bruyères » se trouvent souvent en contact avec une parcelle de labour. Elles appartiennent alors toujours au même propriétaire que le labour. La dénomination « buissières » n'est pas représentée dans le bassin du Saignon. Toutefois, des informations ponctuelles complémentaires (AD 7 M 203) confirment la présence de pieds de buis (note « contenant quelques buis ») entre 1800 et 1820 dans certaines parcelles.

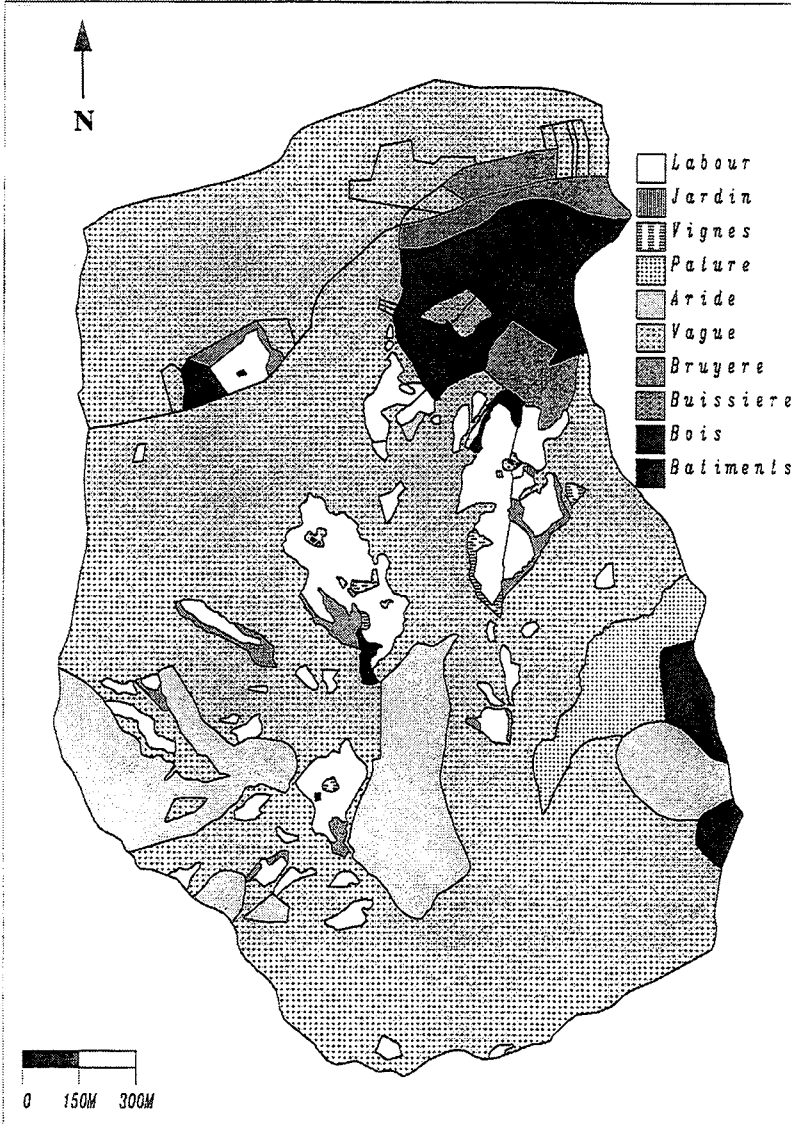


Figure 5 - Carte de l'occupation du sol dans le bassin du Saignon en 1836. Infographie E. Mermin. (SIG ARC/INFO, 1997)

2.2.3. Note sur l'occupation du sol dans le bassin du Saignon en 1890

L'occupation intensive du milieu telle qu'elle a été décrite en 1836 semble figer le parcellaire jusqu'en 1890. A cette date, même si les propriétaires des parcelles ont changé, l'occupation du sol demeure identique. Le système agraire semble ne pas avoir changé. Notons également qu'aucune parcelle n'a disparu ou n'a été dévaluée depuis 1836. Plusieurs parcelles de vagues et d'arides, nouvellement propriétés de l'état (1878), commencent à faire l'objet de travaux. D'autres, propriétés de la commune, ont été reboisées en 1876.

2.3. Le bassin du Brusquet

2.3.1. La commune du Brusquet

2.3.1.1. Démographie

La population de la commune est encore moyenne au Moyen Age (moins de 100 feux). Un premier pic démographique intervient en 1846 avec 622 habitants (figures 6 et 7), avant que la population ne s'effondre. Aujourd'hui, du fait de la proximité de Digne et du développement des résidences secondaires, la commune retrouve un certain dynamisme et compte près de 800 habitants.

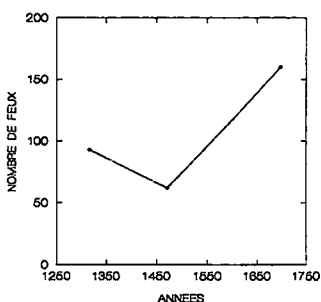


Figure 6 - Evolution du nombre de feux au Brusquet du Moyen Age à 1728 (d'après Baratier, 1961).

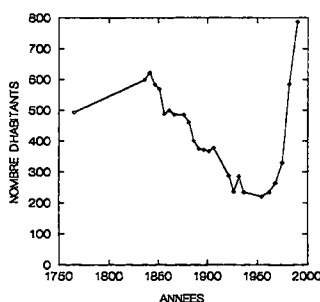


Figure 7 - Evolution de la population au Brusquet de 1765 à nos jours (source AD 6M68, 92, 128 et observatoire de la montagne).

2.3.1.2. Occupation du sol

En 1829, le territoire communal du Brusquet est assez riche. Il apparaît dans l'ensemble encore relativement boisé (figure 8) et présente 15,6 % de labours, essentiellement répartis entre les classes de fertilité 3, 4 et 5. Toutefois, notons que le « commerce des bestiaux ne saurait avoir lieu attendue la pénurie de fourrages. Il est vrai que depuis 1789 on a formé des prairies artificielles, mais elles sont à peine suffisantes ». Ainsi, « le commerce des bestiaux est nul » (AD 6 M 295).

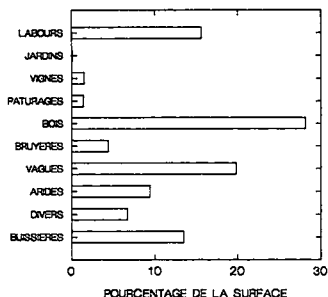


Figure 8 - Occupation du sol sur la commune du Brusquet en 1829

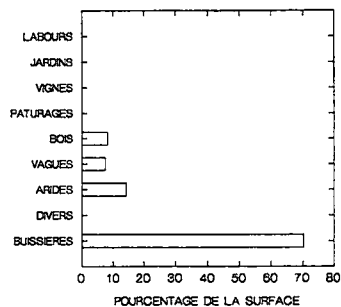


Figure 9 - Occupation du sol dans le bassin du Brusquet en 1829

2.3.1.3. Les forêts

Depuis 1635, les bois appartenant à la Baronnie de la Lausière (206 hectares de chêne blanc au lieu dit la Lame) sont la propriété de l'évêque de Digne. Leur surexploitation dans les années qui ont suivi la Révolution donna lieu à de nombreux débats et conflits entre habitants (voir l'affaire de La Lausière *in* Vallauri, 1997).

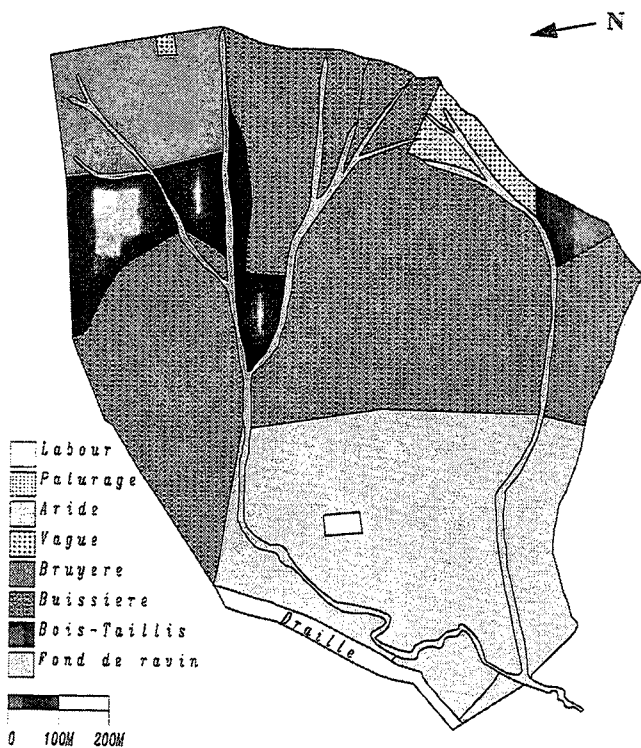


Figure 10 - Carte de l'occupation du sol du bassin du Brusquet en 1829. Infographie E. Mermin. (ARC/INFO, 1997)

Pour le canton, on apprend également que « les bois pourraient fournir quelques ressources pour les engrais, mais la dévastation qu'on en fait rend cette ressource presque inutile » (AD 6 M 294). « Certains qui sont pourtant propriétaires de vastes fonds ont profité avec abus des défens. Ils se sont permis des défrichements. Ces défrichements mal dirigés ont porté et portent encore un préjudice notable aux terres ensemencées des bas-fonds. Ils donnent lieu à une multitude de ravins qui en temps d'orage se changent en torrent et emportent ou dégradent les bas-fonds » (AD 6 M 294).

En 1828, les bois des communes et établissements publics représentent au Brusquet une surface de 167 hectares répartis sur les lieux dits Le Défens, Coste Plaine, Galimagne, La Lausière, La Lame (AD 7 M 235). Les essences dominantes sont les chênes et le hêtre. Aucun hectare n'est en réserve. L'état statistique des bois communaux donne un produit moyen des coupes, en F de l'époque, de 576 F, auxquelles s'ajoutent 396 F de délivrances en nature, 637 F d'extractions diverses et 430 F de pâturage.

2.3.2. Notice et carte de l'occupation du sol dans le bassin du Brusquet en 1829

On est marqué dans les parcelles du bassin du Brusquet par l'importance des buissières, des vagues et des arides. Les buissières et bruyères occupent plus des 2/3 des terrains (figures 9 et 10), principalement dans la partie haute du bassin. La partie basse sur les marnes noires est en « arides ». On note dans les bois-taillis, malgré les expositions nord à nord-ouest très favorables, la présence significative du Pin sylvestre. Enfin, une seule parcelle est en labour (classe 4) et correspond encore aujourd'hui à un sol évolué sur marnes noires. En 1890, la totalité des parcelles de la commune du Brusquet a été rachetée par l'état et est en cours de restauration.

2.4. Le bassin du Laval

2.4.1. La commune de Draix

2.4.1.1. Démographie

Le bassin de Draix et La Roche est faiblement occupé au Moyen Age (figure 11). La commune de Draix semble avoir connu un seul maximum démographique, présenté sous la forme d'un plateau durable aux environs de 150 habitants entre 1698 et 1870. L'exode rural qui débute à cette date conduit la commune à compter moins de 40 habitants en 1936 (figure 12).

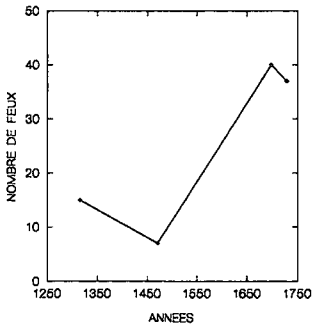


Figure 11 - Evolution du nombre de feux à Draix du Moyen Âge à 1728 (d'après Baratier, 1961).

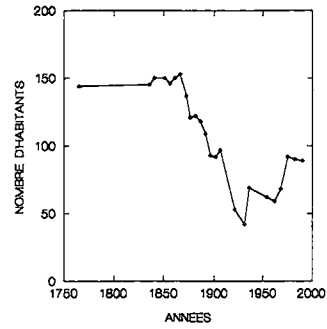


Figure 12 - Evolution démographique à Draix de 1765 à nos jours (source AD 6M68, 92 et 128 et observatoire de la montagne).

2.4.1.2. Occupation du sol

Vu au travers du cadastre, le territoire communal de Draix est pauvre en 1830 (figure 13). Près des deux tiers des terrains sont « vagues » ou « arides », les bois n'excèdent pas 10 % et les labours sont en majorité de la classe de fertilité 4 et 5 (figure 14).

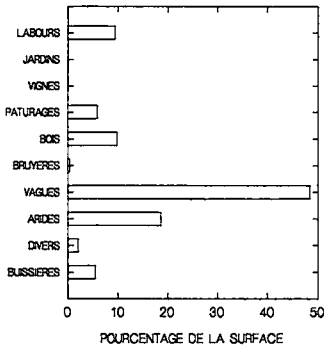


Figure 13 - Occupation du sol sur la commune de Draix en 1830.

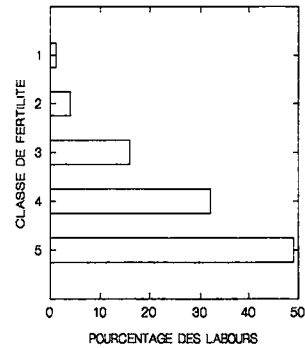


Figure 14 - Répartition des surfaces labourées par classe sur la commune de Draix en 1830.

2.4.1.3. Les forêts

Sclafert (1959) note la disparition en 1346 d'un bois royal entre le hameau de La Roche et le village de Draix (d'après Archives départementales des Bouches-du-Rhône, B 1825, feuillet 25). Ce bois a été mis au pillage par des artisans tourneurs qui ensuite furent contraints de quitter la commune. Il devait se situer à proximité du bassin du Laval, entre 1000 et 1500 mètres d'altitude. Ainsi, disparaissait sans doute à cette date la dernière futaie de valeur de la commune (bois royal). Si les tourneurs ont outrepassé la protection royale de

ce bois, il est probable qu'ils ne trouvaient plus sur la commune les hêtres et/ou érables qui leur étaient nécessaires.

L'usager des autres bois de Draix depuis 1688 est l'évêque de Digne. En 1828, ces bois, devenus propriétés des communes et établissements publics, représentent à Draix une surface de 183 hectares répartis sur les lieux dits l'Adrech, la Moutte et, col de la Sine (AD 7 M 235). L'essence dominante est le hêtre. Aucun hectare n'est en réserve. L'aménagement prévoit 1 hectare de coupe par an dans le taillis (âge d'exploitabilité de 30 ans), 50 ares en futaie en jardiniaux (âge d'exploitabilité de 100 ans). L'état statistique des bois communaux donne un produit moyen des coupes nul, auxquelles s'ajoutent, en F de l'époque, 180 F de délivrances en nature, 375 F d'extractions diverses et 330 F de pâturage.

2.4.2. Notice et carte de l'occupation du sol dans le bassin du Laval en 1830

Le bassin du Laval est constitué pour 93 % de sa surface par des parcelles d'arides (figure 15) ! A l'image d'un clafoutis raté, les trois cerises de labour, de plus de classes 4 et 5, ont bien du mal à rehausser la saveur générale du gâteau. Notons toutefois que la forme et la taille des parcelles de vagues 203 et 207 à 210 suggèrent une utilisation ancienne plus riche que ce qu'il n'y paraît (labours ?). En 1890, le statu quo est total dans le bassin par rapport à 1830. Aucun travail n'a été réalisé dans le bassin, même si la majorité des parcelles sont incluses dans le périmètre de protection.

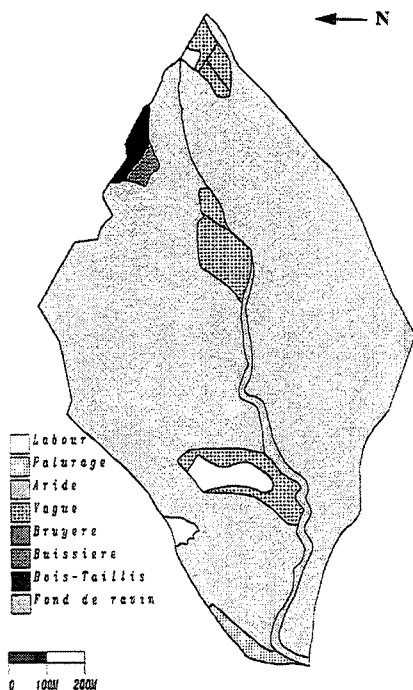


Figure 15 - Carte de l'occupation du sol dans le bassin du Laval en 1830. Infographie E. Mermin (ARC/INFO, 1997)

3. Discussion et conclusion

3.1. Chronique d'un développement local non durable

Nous esquissons ici une synthèse sur l'occupation du sol (tableau I), empruntant notamment de nombreuses données à l'ouvrage de Sclafert (1959) et les hypothèses de Vincent (1995).

Date	Données d'Archives	Hypothèses
XIII ^{ème}	Mise en défens du bois comtal (Sclafert, 1959)	Première prise de conscience de la rareté des produits forestiers
1292	Pic démographique du Moyen Age (Baratier, 1961)	Agriculture et élevage prospèrent sur les sols forestiers défrichés.
1320-1348	Famines et peste noire	
1348-1471	Récession démographique	
1400	« de montagnes rudes et élevées et toutes couvertes de bois » (Dans Sclafert, 1959, page 15, texte relatif à La Motte)	La dynamique de la végétation conduit à un retour rapide de la forêt sur des terres abandonnées ou sous-exploitées.
1400-1430	Les forêts de la Motte sont données en bail emphytéotique aux habitants contre 100 charges de blé par an (Sclafert, 1959)	
1533	« des terres ont été emportées » et l'impôt baisse de 50 charges de blé par an (Sclafert, 1959)	Forte dégradation des sols en pente. Certains labours et pâtures deviennent des vagues ou des arides.
1629-1630	Epidémies de peste	Progression démographique ralentie.
1682	1100 pieds de Chêne et 8900 de Hêtre sur la commune (inventaire Habert de Montmort)	Les bois sont en grande partie des formations agro-forestières avec une densité de moins de 100 réserves par hectare.
1690	Sur la commune, on « n'y saurait couper une charge de bois pour se chauffer, n'estant plus rien que des rochers secs et des ravines aussi penchantes que les rochers ». De plus, des pertes de terre font baisser l'impôt (Sclafert, 1959)	Le capital forestier est épuisé, même en bois de chauffage. L'érosion des sols agricoles se poursuit.

Tableau I - Reconstitution de l'historique de l'occupation du sol à La Motte du XIII^{ème} au XVII^{ème} siècle, avec hypothèses pour le bassin du Saignon (d'après Vincent, 1995)

La commune de la Motte connaît en 1344 un pic démographique s'approchant de celui du XIX^{ème} siècle. Certaines communes du département, comme Bayons dans la vallée du Sasse par exemple, connaissent à cette période leur maximum démographique absolu. L'occupation du sol ressemble donc probablement déjà à ce que l'on observe au travers du cadastre napoléonien. Si la fertilité des terrains et les problèmes d'érosion y sont encore

moins aigus qu'au XIX^{ème} siècle (défrichements sans dégradation des sols ?), la mise en défens de nombreux bois dès le XIII^{ème} siècle montre bien la prise de conscience concernant la valeur des produits de la forêt, devenus rares.

Entre 1340 et 1471, les pestes et famines vont décimer les populations. La Motte, Draix, et à un moindre titre Le Brusquet, perdent ainsi près de la moitié de leur population. La forêt reprend progressivement sa place naturelle. A partir de 1471, une nouvelle vague d'expansion agricole bénéficie de cette jachère accordée aux terrains pendant 50 à 100 ans. Grâce à une intensification des pratiques agricoles, elle permet la forte progression démographique observée jusqu'en 1550. Ce retour à la prospérité sera toutefois de courte durée. Le petit âge glaciaire (1590-1850) et l'appauvrissement des sols freinent les productions agricoles. Les terroirs de la Motte par exemple nourrissent une population encore inférieure au pic démographique de 1344 mais sont sans doute surexploités. Ceux de Draix et Le Brusquet sont surpeuplés en regard des capacités productives du milieu. Les diminutions d'impôts marquent la décroissance de la fertilité des terrains (Sclafert, 1959), parfois entraînés par les eaux comme à Bayons en juin 1594 (Chappaz, 1989).

En quelques siècles, le paysage se dégrade. Au XIX^{ème} siècle, « le voyageur transporté au milieu de ces populations de martyrs, ne saurait croire par moments qu'il est encore en France et que le coeur généreux de notre pays envoie des pulsations si faibles à ces extrémités délaissées » (Blanqui, 1846). Le département « offre le spectacle de la plus triste infertilité » (Dugied, 1819). Il présente 430613 ha de terrains peu ou improductifs, environ la moitié de sa surface, dont 316 027 en « vagues » et 75 291 en « bruyère ».

3.2. Synthèse sur l'histoire des milieux

La situation décrite pour les bassins étudiés est bien représentative de l'état de délabrement de la Haute-Provence au XIX^{ème} siècle. Pour résumer l'étude de l'occupation du sol au XIX^{ème} siècle, notons que les bassins sont pauvres mais exploités au maximum de leur potentiel productif par une agriculture reposant sur les céréales. L'élevage y est faible en nombre mais est indispensable à l'entretien de la fertilité des labours. Le pâturage s'effectue pour l'essentiel sur les terrains dégradés (appellations cadastrales « vagues » et « arides »), représentant la majorité des surfaces des bassins. Enfin, les faibles surfaces de bois, peu denses et pâturées, sont mises à contribution pour répondre à la demande hivernale du bétail par les ramées et le glandage. Malgré cela, cette économie agricole ne suffit plus à faire vivre les nombreuses populations de la fin du XIX^{ème} siècle. La migration saisonnière des actifs en hiver devient plus importante en même temps que débute une forte émigration définitive des haut-provençaux vers les villes de Nice, Marseille, Grenoble, ... et même vers l'étranger.

3.3. Intérêt écologique de l'information cadastrale

Vue au travers du cadastre napoléonien, il est plus facile de mesurer l'ampleur de l'impact des activités agricoles sur le milieu. Son élaboration ne sera d'ailleurs pas sans conséquences sur la prise de conscience et les vifs débats concernant l'économie agricole et les dégradations de l'environnement au cours du XIX^{ème} siècle.

D'un point de vue strictement écologique, la définition des appellations cadastrales (expertises cadastrales et comparaison à des photographies) et leur cartographie nous permet de connaître et discuter des potentialités comparées des stations, de la structure et de la composition des formations végétales anciennes, et enfin de l'écologie des paysages au XIX^{ème} siècle. Ainsi, la cartographie interprétée des terrains en 1830 constitue-t-elle un état initial précis de la végétation avant restauration.

Bibliographie

Baratier E., 1961, La démographie provençale du XIII^{ème} au XVI^{ème} siècle. *SVEPEN, Paris*, 255 p.

Blanqui, 1846, Du déboisement des montagnes. *Rapports lus à l'Académie des Sciences morales et politiques de l'Institut de France*, 106 pages.

Chappaz G., 1989, Contribution à l'étude de l'histoire agraire des Alpes du Sud. *A.D.R./ Programme A.T.P. montagne/Cemagref*. 71 pages + 3 tomes d'annexes.

Corvol A., 1987, L'homme aux bois. Histoire des relations de l'homme et de la forêt (XVII^{ème} - XX^{ème} siècle). *Fayard*, 585 pages.

Douguedroit A. 1976, Les paysages forestiers de Haute-Provence et des Alpes-Maritimes. Géographie, écologie, histoire. *Edisud, Aix-en-Provence*, 550 pages.

Dugied P.H., 1819, Projet de boisement des Basses-Alpes. *Roy, Paris*, 113 pages.

Eynard-Machet R., 1993, Ancien cadastre et évolution des paysages. Cartographie historique de l'occupation des sols dans les Alpes de Savoie, France. *Revue de Géographie Alpine*, n° 3, 51-66.

Jouyne Z., 1823, Vues sur l'agriculture du département des Basses-Alpes, Marseille, 100 pages.

Sclafert Th., 1959, Cultures, déboisements et pâturages au Moyen Age. *SVEPEN, Paris*, 277 pages.

Vincent Ph., 1995, Occupation du sol et économie paysanne au XIX^{ème} siècle dans les Préalpes de Haute-Provence. Etude cadastrale et économie agricole des bassins du Saignon (La Motte du Caire), du Grand Ravin (Le Brusquet) et du Laval (Draix). *Cemagref, Forêts de montagne*, 26 pages + annexes.

Vallauri D., 1997, Histoire de l'occupation de l'espace jusqu'en 1914 dans les bassins du Saignon, du Brusquet et du Laval (Alpes-de-Haute-Provence). *Cemagref*, 34 pages + annexes.

Capteur à fibres optiques pour la mesure de concentration lors de crues torrentielles

Optical fiber sensor for the concentration measurement during torrential floods

L. BERGOUIGNOUX, J. MISQUICH-RIPAULT, J-L. FIRPO

Institut Universitaire des Systèmes Thermiques Industriels UMR 6595, Laboratoire GIPSE - Technopôle de Château-Gombert - 5 rue Enrico Fermi - 13453 Marseille

Tél : (33) 04 91 10 69 26 ; Fax : (33) 04 91 10 69 69 ; E-mail : lolo@iusti.univ-mrs.fr

Résumé

Dans le cadre des études, menées sur le bassin versant de Draix concernant l'érosion des terrains de montagne et la mesure des transports solides par les torrents, le Cemagref nous a chargés de concevoir et réaliser un appareil de mesure en continu de fortes concentrations de matières en suspension. Nous avons mis au point un capteur à fibres optiques pour réaliser ce type de mesures.

Depuis juillet 1995, deux capteurs sont installés sur les bassins versants du Moulin et du Laval. Ils suivent l'évolution de la concentration en marnes lors des crues dans une gamme de 10 à 800 g/l avec une reproductibilité de ± 5 g/l. Nous avons pu comparer nos mesures aux mesures effectuées par prélèvement d'échantillons. Ces points de comparaison, plus de 150 sur chaque site, s'alignent sur une droite passant par l'origine et de pente 1.

Abstract

Within the studies, on the Draix erosional research basin related to mountain soil erosion and measurement of solid transport by torrential swelling, Cemagref instructed us to study and realize a continuous measurement device for high particle concentrations. We designed an optical fiber sensor to make this sort of measurement.

Since July 1995, two sensors have been installed on the basins. Sensors follow marls concentration fluctuations during floods in a range of 10 to 800 g/l, with a measurement precision of ± 5 g/l. We have compared our measurements to concentrations gained by direct sampling in the flow. These comparison points, more than 150 for each basin, fall onto a line passing through the origin with slope 1.

Introduction

L'étude des phénomènes d'érosion liés aux crues torrentielles est un axe de recherche du Cemagref. Le site expérimental de Draix, dans les environs de Digne (04), est destiné à l'étude de ces phénomènes. Il est représentatif d'une zone de marnes noires sujette à une érosion intense difficile à maîtriser avec les moyens classiques de la restauration des terrains en montagne (RTM). Ce site est composé de plusieurs bassins versants n'ayant pas tous les mêmes particularités, qui sont équipés d'instruments permettant la mesure de divers paramètres hydrologiques décrits dans le Compte-rendu de recherche n°3 BVRE de Draix (Cemagref 1995). Comme le notait le rapport « Les bassins versants expérimentaux de Draix » (Cemagref 1988) : *"La mesure des matières en suspension à partir de prélèvements est lourde et difficile ; en outre elle présente l'inconvénient de donner des mesures discontinues. Il est nécessaire de mettre au point des instruments nouveaux permettant une mesure en continu des transports"*.

Pour cela, le Cemagref a pris contact avec l'IUSTI, en vue de mettre au point un prototype pour la mesure des transports solides. C'est ainsi qu'une convention entre le Cemagref et l'Université de Provence-IUSTI a été signée le 7 décembre 1992. La région PACA¹ s'est associée financièrement pour contribuer au succès de ces études dans le cadre des subventions au secteur technologie-recherche.

Le cahier des charges pour les caractéristiques de deux prototypes à installer sur site était : un appareil non intrusif avec une étendue de mesure de 30 à 1000 g/l de matières sèches ; cet appareil devant de plus être robuste, de mise en œuvre simple, nécessitant peu de maintenance, de faible consommation d'énergie et respectant l'environnement.

La solution retenue est un capteur à fibres optiques fonctionnant sur le principe de la lumière rétrodiffusée par les particules en suspension. Nous avons construit deux prototypes, l'un est installé sur le bassin du Laval, d'une superficie de 86 ha, et l'autre sur le bassin du Moulin d'une superficie de 8 ha.

1. Principe du capteur (Figure 1)

Une fibre optique est destinée à l'émission d'un faisceau lumineux, de longueur d'onde λ , vers les particules en suspension dans l'eau. Lorsqu'un rayon lumineux vient frapper une particule, celle-ci va absorber et diffuser ce rayon lumineux selon sa nature et sa géométrie. Le rayon lumineux, issu de la fibre émettrice, va donc subir un certain nombre de diffusions avant de revenir (s'il n'est pas absorbé) dans le plan de l'émission. La fibre réceptrice reçoit la lumière rétrodiffusée par les particules éclairées.

¹ Provence Alpes Côte d'Azur

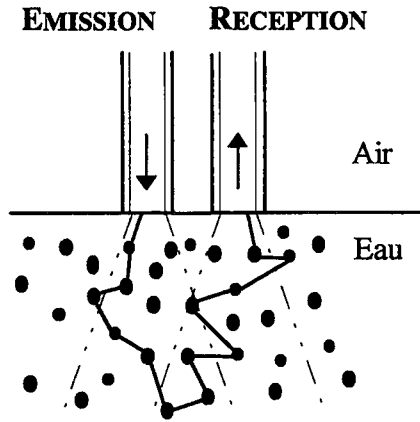


Figure 1 - Principe du capteur à fibres optiques (en pointillé les cônes d'ouverture numériques des deux fibres)

Le flux lumineux recueilli en sortie de la fibre réceptrice est fonction de :

- la concentration de la suspension C ;
- la distribution en taille des particules en suspension ;
- leur forme ;
- leur indice de réfraction complexe (qui traduit la capacité d'une particule à absorber et à diffuser la lumière) ;
- la longueur d'onde λ du faisceau lumineux ;
- la géométrie du capteur (distance entre les fibres optiques et taille de celles-ci).

L'étude de l'absorption et de la diffusion de la lumière par une particule fait l'objet de plusieurs ouvrages tels que (Van de Hulst, 1957) et (Bohren *et al.*, 1983), où est abordée l'influence de la taille, de la forme de la particule (\pm sphérique) et de ses caractéristiques optiques (\pm absorbante et diffusante).

Dans le cas d'une suspension de particules, l'absorption et la diffusion de la lumière dépendent aussi de la concentration de la suspension. En effet, les effets de diffusions multiples deviennent très importants avec la concentration.

Afin de prévoir la réponse du capteur pour une suspension donnée de sphères à une concentration donnée, nous avons réalisé une simulation numérique, qui s'appuie sur une méthode de Monte Carlo (Bergougnoux *et al.*, 1996). Lorsqu'on connaît précisément les caractéristiques de la suspension (granulométrie et indice de réfraction), la comparaison entre les résultats expérimentaux et ceux de la simulation est excellente. Malheureusement, cela n'est pas le cas pour les marnes de Draix, qui se présentent sous forme de plaquettes et dont on ne connaît pas l'indice de réfraction.

En fait, le capteur réalisé comporte plusieurs fibres optiques réparties entre l'émission et la réception de la lumière. Nous utilisons des fibres optiques plastiques de 750 μm de diamètre. Le "bouquet" de fibres, constituant la tête du capteur, a un diamètre de 4 mm. La conception, la mise au point ainsi que les différents champs d'application du capteur sont abordés dans la thèse de (Bergougnoux, 1995).

2. Etalonnage au laboratoire

2.1. Les marnes noires de Draix

Les marnes noires formant le substrat des bassins versants de Draix sont attribuées au Callovo-Oxfordien. Le Cemagref s'est intéressé à plusieurs aspects de la composition de ces marnes noires : leurs caractéristiques minéralogiques ainsi que leurs conditions d'altération (Simonnet *et al.*, 1995). Ce matériau a une masse volumique d'environ 2500 kg/m^3 .

Pour caractériser la granulométrie des marnes de Draix en suspension lors des crues, nous avons utilisé un granulomètre laser Malvern. Cet appareil délivre la distribution en volume d'un échantillon, en supposant les particules sphériques (Allen, 1988). En fait cet appareil réalise la mesure de l'intensité lumineuse diffusée par l'échantillon pour différents angles compris entre 0 et 50°.

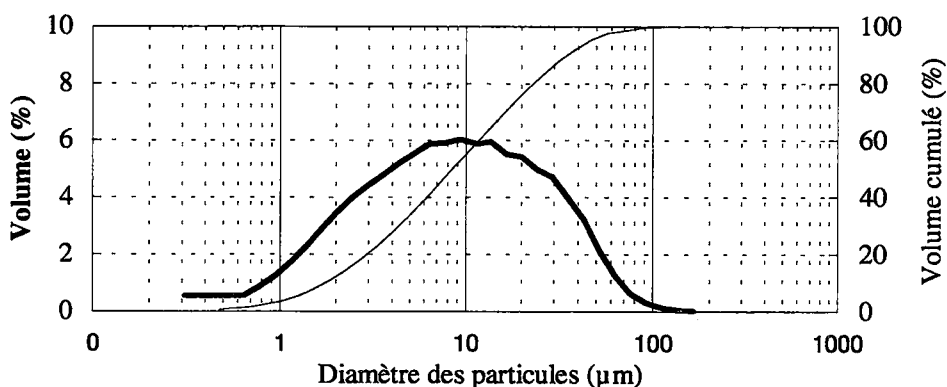


Figure 2 - Analyse granulométrique de l'échantillon de Draix

Les caractéristiques granulométriques données par l'analyse (figure 2) de l'échantillon de Draix sont les suivantes :

Surface spécifique (m^2/cm^3)	$d_{3,2}$ (μm)	$d_{10\%}$ (μm)	$d_{50\%}$ (μm)	$d_{90\%}$ (μm)	d_{moy} (μm)
1,43	4,2	1,8	8,5	34,9	14,2

Tableau 1 - Résumé des caractéristiques granulométriques des marnes de Draix

Cette analyse granulométrique a été obtenue à partir d'un échantillon prélevé au Moulin le 26/06/1994 lors d'une crue. Cette analyse granulométrique est représentative de celles effectuées sur d'autres échantillons nous ayant servis à étalonner le capteur.

2.2. Etalonnage des deux prototypes

Lors d'un étalonnage, il est essentiel d'obtenir une suspension homogène. Comme l'ont montré des essais en canal au Cemagref de Grenoble (Bergougnoux *et al.*, 1995), il est nécessaire d'étalonner le capteur avec des marnes dont la granulométrie et la couleur sont représentatives des suspensions circulant dans le canal. C'est pourquoi les derniers étalonnages (figure 3), réalisés au laboratoire en juillet 1995, ont été effectués avec des marnes issues des préleveurs présents sur bassins du Moulin (◆) et du Laval (■). Des granulométries préalables n'ont pas montré de différences entre les marnes prélevées lors de crues au Moulin et au Laval. Les caractéristiques granulométriques des marnes sont résumées dans le tableau 1.

La concentration de matières sèches, C_{marnes} , est calculée à partir de la masse totale de marnes M_T présente dans la suspension au moment de la mesure et du volume total v_T (eau + marnes) :

$$C_{marnes} \text{ (g/l)} = \frac{M_T \text{ (g)}}{v_T \text{ (l)}}$$

La masse volumique des marnes étant $\rho = 2500 \text{ kg/m}^3$, la fraction volumique C est égale à :

$$C \text{ (\%)} = \frac{M_T}{v_T \cdot \rho}$$

La figure 3 montre les courbes d'étalonnage, obtenues en laboratoire, des deux prototypes : celui du Laval (■) et celui du Moulin (◆). Ces courbes d'étalonnage permettent de déduire la concentration de matières en suspension en mesurant la tension en sortie du conditionneur, associé à chaque capteur. Ces deux courbes d'étalonnage peuvent être ajustées numériquement pour des concentrations $\geq 10 \text{ g/l}$. La tension V en sortie du conditionneur, associé au capteur, est en mVolts.

Ces deux prototypes n'ont pas la même réponse en fonction de la concentration, car ils sont différents dans leur réalisation. En effet, la tête d'un capteur comporte plusieurs fibres optiques (cf. 1) réparties entre l'émission et la réception de la lumière. Le nombre total de fibres optiques est le même pour les deux prototypes, à savoir 19 ; celui du Moulin a 6 fibres à l'émission tandis que celui du Laval n'en a qu'une. Ceci modifie la réponse de l'appareil. Le prototype du Moulin est plus sensible entre 100 et 800 g/l que celui du Laval qui couvre néanmoins toute l'étendue de mesure de 10 à 800 g/l.

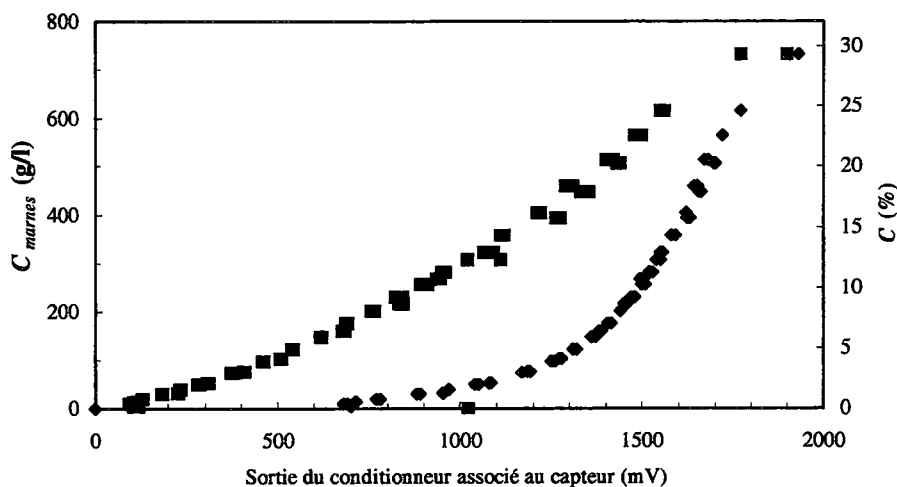


Figure 3 - Courbes d'étalonnage pour les prototypes installés au Laval (■) et au Moulin (◆) en juillet 1995.

2.3. Précision des mesures

Expérimentalement, nous avons constaté que la gamme de mesure de ces deux prototypes est comprise entre :

$$10 \leq C_{marnes} \leq 800 \text{ g/l} \quad 0,4 \leq C \leq 32 \%$$

La précision des mesures est estimée à partir de la reproductibilité des résultats obtenus lors de l'étalonnage au laboratoire. La reproductibilité est limitée par la difficulté d'obtenir une suspension homogène et par la dispersion granulométrique des divers échantillons.

Aux faibles concentrations inférieures à 100 g/l, la précision est de ± 1 g/l. Cependant, en dessous de 10 g/l, la réponse du capteur est sensible à l'éclairement ambiant, qui modifie la réponse du capteur. C'est ce qui explique le point ■ aux coordonnées (1000 mV, 0 g/l).

Aux concentrations élevées supérieures à 100 g/l, la précision est estimée à ± 5 g/l.

3. Installation sur le site de Draix depuis juillet 1995

Une centrale d'acquisition, SAB 600 HDL, fournie par le Cemagref permet l'alimentation du capteur et la mesure de tension en sortie du conditionneur associé, toutes les minutes. Les mesures sont sauvegardées puis exploitées par le Cemagref de Grenoble.

Pour chaque crue sur les bassins du Moulin et du Laval, les mesures sont corrélées avec :

- les mesures de niveau délivrées par le capteur Ellan, dont le principe est décrit par (Olivier et Pebay Peyroula, 1995) ;

- et les concentrations des échantillons prélevés, mesurées suivant la méthode décrite par (Mathys, 1995).

La concentration de matières en suspension est déduite à partir de la courbe d'étalonnage de chaque capteur (figure 3), en vérifiant préalablement que le niveau de la crue assure l'immersion de la tête du capteur. Il en est de même pour le débit de la crue à partir des mesures de niveau.

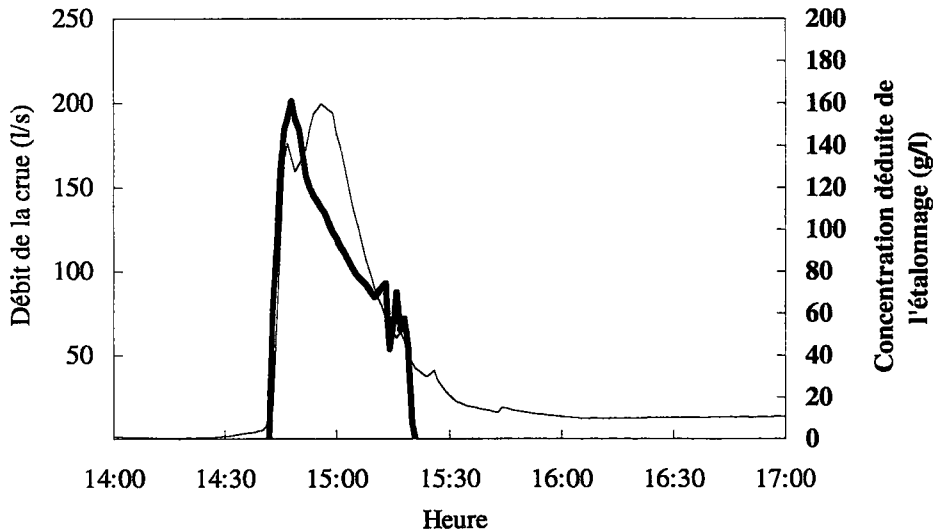


Figure 4 - Crue du 14/06/1996 au Moulin avec le débit (—) et la concentration déduite du capteur à fibres optiques (—)

Ceci permet de suivre l'évolution au cours d'une crue de la concentration en matières en suspension en fonction du débit, sur les bassins du Moulin (figure 4) et du Laval (figure 5).

La figure 4 montre une crue au Moulin où, au début de la crue, l'augmentation brutale du débit est corrélée à celle de la concentration. En 10 mn, la concentration passe de 0 à 165 g/l et le débit de 10 à 180 l/s.

Au Laval (figure 5), on note des débits et des concentrations beaucoup plus importants, jusqu'à 4000 l/s pour le débit et 475 g/l pour la concentration. Le décrochage observé sur la variation de la concentration indique que, pendant 10 mn, le niveau de la crue ne permettait pas l'immersion de la tête du capteur à fibres optiques.

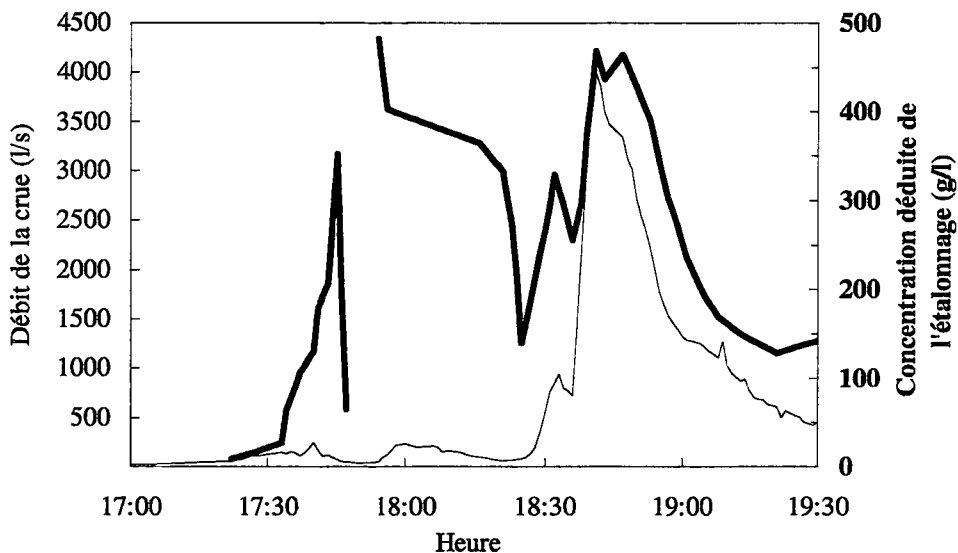


Figure 5 - Crue du 19/05/1996 au Laval avec le débit (—) et la concentration (---)

Nous laissons aux spécialistes des phénomènes d'érosion le soin d'interpréter ces mesures en terme de corrélation débit/concentration. Nous avons validé ponctuellement nos mesures avec celles données par les prélèvements.

4. Comparaison des données du capteur à fibres optiques et des préleveurs

Pour la validation des résultats depuis juillet 1995, date de l'installation définitive des deux prototypes sur le site de Draix, nous avons obtenu plus de 200 points de comparaison capteur à fibres optiques/préleveur sur chaque site : le Moulin (figure 6) et le Laval (figure 7).

Une régression linéaire sur les points expérimentaux montre qu'ils se répartissent autour d'une droite de pente 1 passant par l'origine avec un écart type estimé à 25 g/l.

La pente unité indique que les échantillons utilisés pour l'étalonnage en laboratoire sont représentatifs des marnes mises en suspension lors des crues.

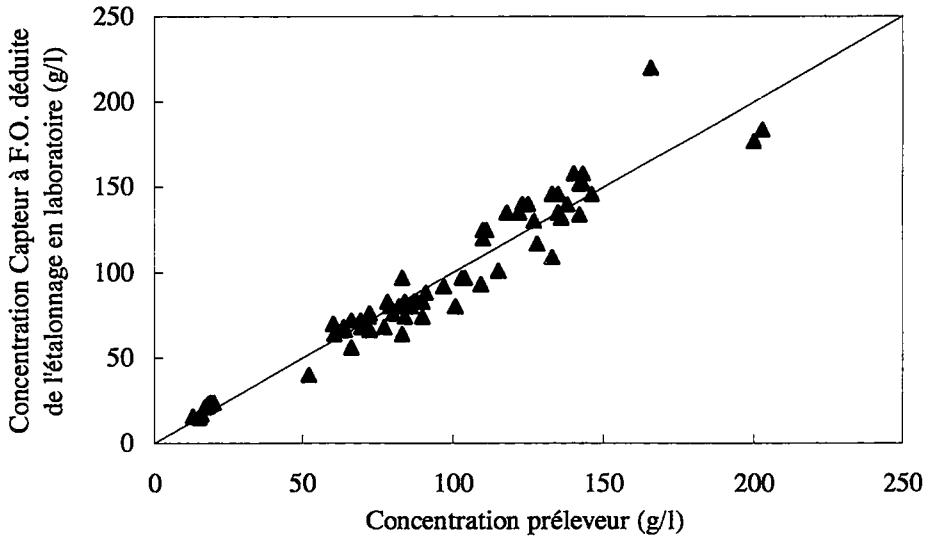


Figure 6 - Comparaison capteur à fibres optiques/préleveur au Moulin depuis juillet 1995

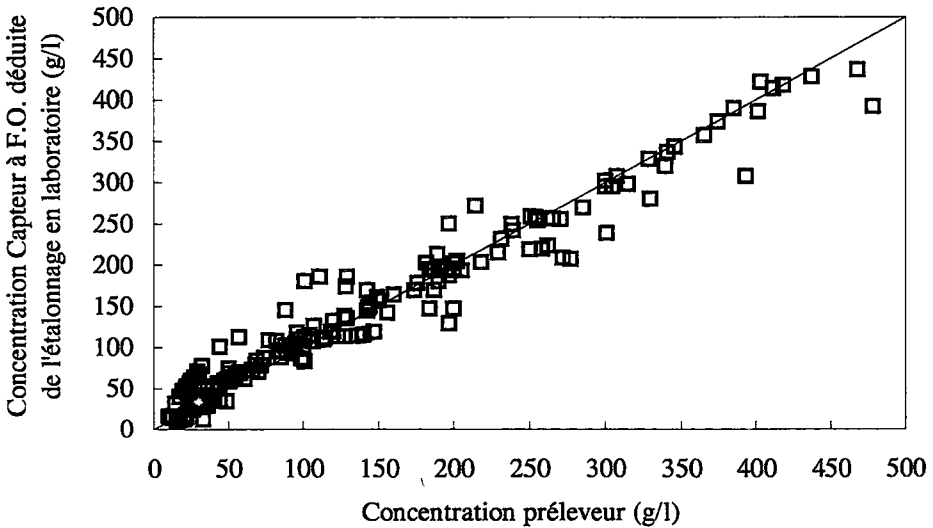


Figure 7 - Comparaison capteur à fibres optiques/préleveur au Laval depuis juillet 1995

La dispersion des points expérimentaux par rapport à la droite moyenne a plusieurs causes :

- les préleveurs mesurent la valeur moyenne de la concentration pendant 20 s, alors que le capteur à fibres optiques mesure une valeur instantanée (temps de réponse

inférieur à 1 s). Compte tenu des temps caractéristiques d'évolution de la concentration au cours d'une crue, le décalage temporel des deux mesures peut conduire à des écarts allant jusqu'à 10 g/l ;

- la variation constatée par analyse granulométrique, de la taille des marnes suivant les crues. En effet, si les points sont au-dessus de la droite, les marnes sont en moyenne plus "fines" que celles utilisées pour l'étalonnage et inversement si les points sont en dessous de la droite les particules sont en moyenne plus "grosses".

Conclusion et perspectives

Une des caractéristiques des capteurs, basés sur le principe de la diffusion de la lumière, est que leur réponse dépend à la fois de la concentration, de la granulométrie et des propriétés optiques des particules en suspension. Cette multiplicité de facteurs peut faire préférer d'autres types de mesures en continu plus directes telles que :

- l'absorption de rayonnement gamma (Meyer *et al.*, 1995) ;
- les méthodes ultrasonores (Benecke, 1997) ;
- les capteurs de pression différentielle (Olivier et Juge, 1995).

Cependant les capteurs basés sur la rétrodiffusion de la lumière sont robustes, de mise en œuvre simple. De plus une bonne tenue dans le temps et une faible consommation électrique 2,5 W en font de bons capteurs de terrains pour la mesure en continu de concentrations de matières en suspension supérieures à 10 g/l.

Pour obtenir une mesure de concentration, il est indispensable de procéder à un étalonnage en laboratoire avec des matériaux représentatifs de ceux présents sur le site, notamment en ce qui concerne la granulométrie des particules.

Dans ces conditions, les deux prototypes définitifs, installés depuis juillet 1995, ont une étendue de mesure de 10 à 800 g/l avec une reproductibilité de ± 5 g/l, pour des marnes de densité égale environ à 2,5 et dont le diamètre moyen volume/surface $d_{3,2}$ est 4,2 μm . Dans les conditions réelles d'exploitation, l'écart type entre les données des préleveurs et notre capteur est de 25 g/l.

Pour tester la durabilité des capteurs, nous poursuivons ces comparaisons entre nos mesures et celles des préleveurs, en collaboration avec le Cemagref. La validation des résultats du capteur à fibres optiques pourrait être affinée :

- d'une part en comparant la valeur moyenne de la concentration pendant 20 s à celle donnée par les préleveurs et en s'assurant de la simultanéité des mesures ;
- d'autre part la comparaison des mesures optiques aux mesures en continu de concentration par capteur de pression différentielle devrait donner une estimation de la surface spécifique de la suspension. L'estimation serait à comparer aux résultats de l'analyse granulométrique des échantillons prélevés.

L'expérience, acquise à Draix grâce à la collaboration avec le Cemagref, montre que de tels capteurs fonctionnent de manière satisfaisante dans des conditions sévères. Ils peuvent donc être installés sur d'autres sites où le transport solide est important. Des capteurs, basés sur le même principe physique (rétrodiffusion), permettant des mesures de concentrations inférieures à 30 g/l peuvent être développés moyennant de légères modifications de la géométrie des capteurs et de l'électronique associée.

Bibliographie

Allen T., 1988, Granulométrie, *Techniques de l'Ingénieur* P1040, 26 p.

Benecke I., 1997, Mesures de concentration. Les ultrasons mesurent en ligne des concentrations. *MESURES* n°695, pp 87-89.

Bergognoux L., 1995, Diagnostic optique pour la mesure de concentration de matières en suspension. *Thèse de l'Université de Provence, Marseille*, 173 p.

Bergognoux L., Misguich-Ripault J., Firpo J-L., André J., 1995, Mesure in situ de la concentration des matières en suspension : mise au point d'une sonde optique. *Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 63-77.

Bergognoux L., Misguich-Ripault J., Firpo J-L., André J., 1996, Monte Carlo calculation of backscattered light intensity by suspension : comparison with experimental data. *Applied Optics* n°10, pp 1735-1741.

Bergognoux L., Misguich-Ripault J., Firpo J-L., André J., 1997, Capteur à fibres optiques pour la mesure de matières en suspension. *Bulletin Réseau Erosion n°17*, ORSTOM, pp 229-238.

Bohren C.F., Huffman D.R., 1983, Absorption and scattering of light by small particles. *Wiley*, New York, 530 p.

Cemagref, 1988 - Les bassins versants de Draix, Présentation et synthèse, *Cemagref ONF-RTM*, 37 p.

Cemagref, 1995 - Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle, *Cemagref ONF-RTM*, 247 p.

Mathys N., 1995, Caractérisation des matières en suspension. Mise au point d'une méthode rapide d'estimation des concentrations des prélèvements. *Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 25-41.

Meyer G., Meunier M., Olivier J.E., 1995, Mesure du débit solide des écoulements hyperconcentrés en matériaux fins par une jauge à absorption du rayonnement gamma. *Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 79-93.

Olivier J.E., Pebay Peyroula J.C., 1995, L'Ellan, un limnigraphe adapté aux mesures en conditions difficiles. *Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 13-24.

Olivier J.E., Juge M., 1995, Matériel de mesure de matières en suspension : préleveur d'échantillon et capteur de pression différentielle. Test et étalonnage en canal. *Compte rendu de recherches n° 3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 43-61.

Simonnet J.P., Richy P., Parron C., 1995, Contribution à l'étude des mécanismes et bilans de l'érosion chimique des terres noires du bassin de la Durance. Exemple des BVRE de Draix. *Compte rendu de recherches n°3 en érosion et hydraulique torrentielle*, pp 189-199.

Van de Hulst H.C., 1957, Light scattering by small particles, Wiley, New York, 453 p.

Méthodes géophysiques et essais géotechniques adaptés à l'évaluation des volumes mobilisables dans un bassin versant. Application à la simulation d'une crise érosive (Torrent de l'Église, Savoie)

Estimation of potentially unstable earth volumes in watersheds from geophysical and geotechnical measurements

Denis FABRE, Lirigm, Université Joseph Fourier, Grenoble
BP 53, 38041 Grenoble cedex 9
Tél . 04.76.82.80.49, Fax : 04.76.82.80.70, e-mail : dfabre@ujf-grenoble.fr

Résumé

Pour évaluer les volumes potentiellement instables dans les bassins versants en terrain argileux ou marneux, nous examinons tout d'abord les méthodes géophysiques envisageables : sismique réfraction, prospection électrique, prospection électromagnétique, en insistant particulièrement sur cette dernière. Les essais géotechniques tels que le pénétromètre dynamique léger sont ensuite évoqués.

L'évaluation des volumes mobilisables est un facteur important pour l'établissement de scénarios de coulées catastrophiques, comme celle observée en 1981 au torrent de la Ravoire en Savoie. Nous montrons son intérêt pour simuler les crises érosives que pourrait connaître le torrent voisin de l'Église (Station des Arcs, Savoie, France).

Abstract

The paper deals with geophysical and geotechnical methods that can be used to estimate the volume of potentially unstable soils and weathered rocks in watersheds. It focuses on electromagnetic measurements and on tests with light dynamic penetrometers.

The methodology is applied to the "Torrent de l'Église" (Les Arcs, Savoie) as a contribution to the simulation of future debris flow in the watershed.

Introduction

Dans le cadre d'une approche quantitative de l'érosion, les observations géologiques et géomorphologiques et les mesures topographiques doivent être complétées par des mesures géophysiques et géotechniques.

En problématique de risques, elles permettent de prévoir les volumes de matériaux altérés, mobilisables dans un bassin versant en cas de crise érosive, et de déterminer leurs propriétés géotechniques, utiles pour les calculs de stabilité des pentes.

Ces méthodes peuvent également être applicables à l'étude des phénomènes passés, pour établir :

- d'une part des bilans d'érosion, en calculant des volumes de matériaux mobilisés et déposés dans un bassin de réception ;
- d'autre part, pour déduire après analyse de stabilité en retour ("back analysis") des paramètres géotechniques importants, comme la cohésion non drainée par exemple (voir Fabre 1988).

Nous examinons tout d'abord les méthodes géophysiques envisageables dans le contexte particulier des études de bassin versant. Celles ci doivent être d'un coût abordable et permettre de discriminer nettement la tranche altérée de son substrat. On peut généralement se contenter d'une profondeur de pénétration faible, limitée à quelques mètres, sauf dans le cas d'un risque de glissement rotationnel profond.

Nous évoquerons ensuite les sondages mécaniques qui ont l'avantage de donner à la fois les épaisseurs des différents horizons traversés et leurs propriétés géotechniques, mais qui sont très chers et rarement envisageables. Une exception concerne l'emploi du pénétromètre dynamique léger dont le principe et les performances seront rappelées.

Dans une dernière partie, nous montrerons l'intérêt de l'évaluation des volumes mobilisables dans un bassin versant, pour l'établissement de scénarios de coulées catastrophiques. Ce type d'événement suppose une combinaison de facteurs hydro-météorologiques, mais aussi un terrain altérable et altéré, prêt à contribuer à un transport solide important. L'exemple de la simulation des crises érosives envisageables pour le Torrent de l'Église en Savoie sera rappelé (Thouret, Vivian, Fabre, 1995).

1. Méthodes géophysiques

Quelle que soit la méthode géophysique, on ne peut espérer de bons résultats que si la propriété mesurée est nettement influencée par l'état d'altération du matériau rocheux potentiellement instable. On doit aussi tenir compte de la rapidité des mesures et de leur coût. Trois méthodes paraissent favorables.

1.1. Sismique réfraction

La vitesse de propagation des ondes est nettement influencée par la compacité du massif rocheux et par son état de fragmentation ; d'autre part, la sismique réfraction est a priori adaptée à la prospection de surface.

En multipliant les mesures, chaque profil étant réalisé à l'aller et au retour, on peut certes s'accommoder d'une interface de géométrie irrégulière entre la tranche altérée et son substrat. Mais la précision diminue, et le coût augmente rapidement. Ceci nous fait conclure que la méthode est surtout envisageable à moyenne profondeur (5 à 15 mètres en sismique "marteau" ; 5 à 50 mètres en sismique "à l'explosif"), pour détecter des interfaces nettes entre une tranche superficielle (glissement actuel ou ancien) et son substrat. De nombreux résultats ont pu être établis, notamment sur des glissements de terrain alpins (Biarez *et al.* 1972, Simonnet 1978; Azimi, Desvarreux *et al.* 1983...).

1.2. Prospection électrique classique

La propriété mesurée (la résistivité) est nettement influencée par les teneurs en eau et en argile. Un terrain de surface plus argileux et humide que son substrat doit donner une résistivité plus faible que celui-ci. Cependant, le contraste n'est pas toujours très marqué, sans doute parce que le troisième paramètre de l'altération (la perte de compacité et la fragmentation) joue dans l'autre sens.

L'irrégularité des interfaces fait réserver les sondages électriques classiques (type Schlumberger) à l'étude des glissements à moyenne et grande profondeur, comme précédemment avec la sismique réfraction. En revanche, la méthode électrique "multi-électrodes" permet maintenant une rapide exploration superficielle, à la fois en plan (traîné électrique) et en coupe (panneau électrique). Ces méthodes, excellentes pour détecter les anomalies (circulation d'eau par exemple), doivent cependant être étalonnées sur quelques sondages à la tarière, si l'on veut en tirer une estimation précise des épaisseurs de terrains altérés.

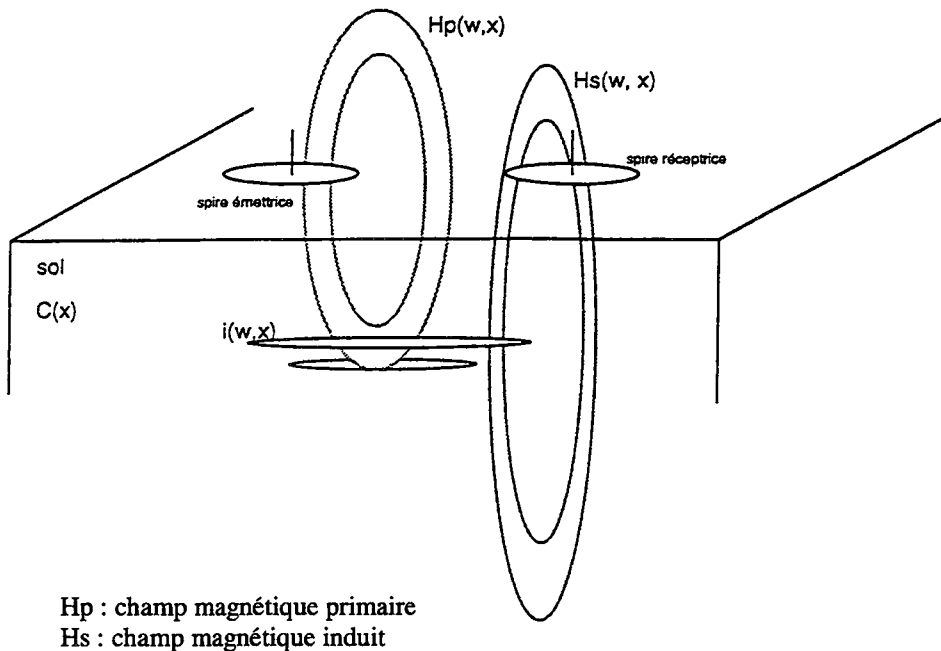


Figure 1 - Schéma de principe de la prospection électromagnétique inductive

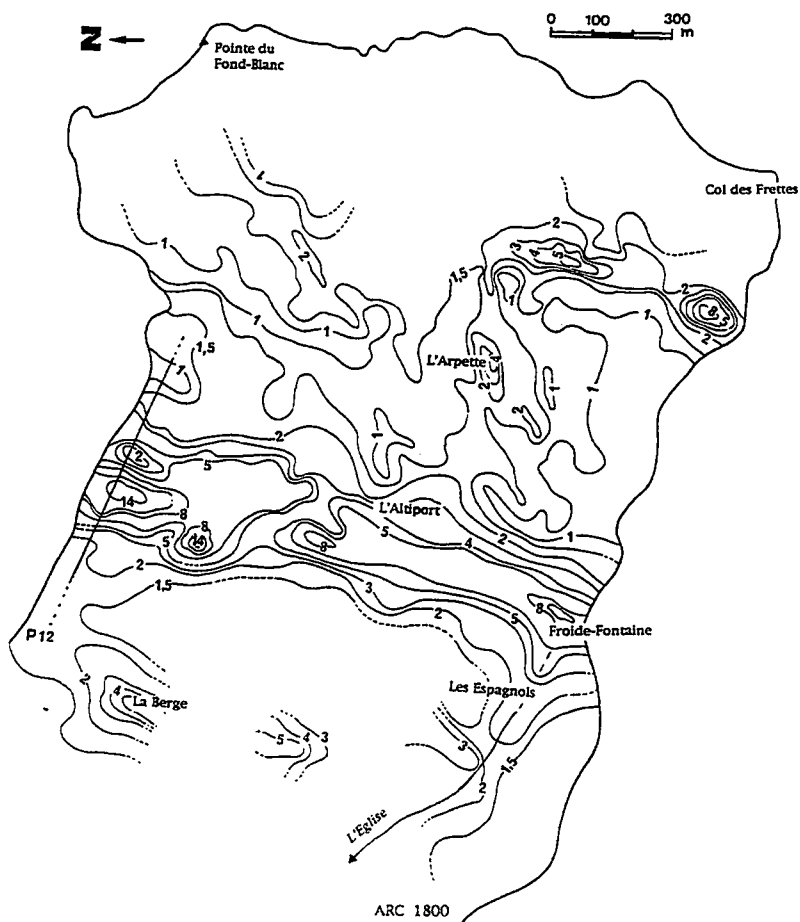
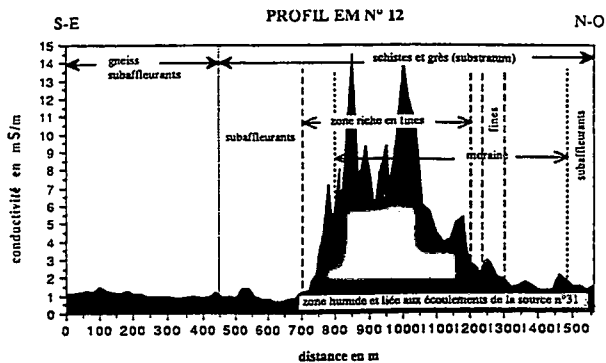


Figure 2 - Exemple de profil électromagnétique et carte des conductivités superficielles pour le haut du bassin versant de l'Eglise en Savoie (Leone, 1991)

1.3. Prospection électromagnétique

De nombreuses méthodes électromagnétiques se sont développées ces dernières années. Le géoradar est intéressant, car il permet de réaliser à la fois des profils en réflectométrie, un peu comme la sismique réflexion, et en transmission, comme les méthodes électriques. Cependant, son emploi est limité par le coût de l'appareillage et la difficulté des interprétations, quand elles ne sont pas calées sur des sondages d'étalonnage. Pour le moment, nous avons surtout développé des mesures à l'aide d'une méthode électromagnétique inductive, en transmission entre un émetteur et un récepteur à écartement constant (figure 1).

L'appareil utilisé est un Geonics EM 31 D travaillant sur la fréquence de 9,8 kHz, a priori bien adaptée à la prospection superficielle (1 à 3 m.). Cet appareil permet d'établir rapidement une carte de conductivité (ou de résistivité) du proche sous-sol, comme la donnerait un trainé électrique, mais sans planter aucune électrode. La figure 2 donne un exemple de profil réalisé, avec cet appareil, dans la partie supérieure du bassin versant du torrent de l'Eglise en Savoie, ainsi que la carte d'isovaleurs de conductivité qui a été déduite de la quinzaine de profils réalisés.

Sur le site du haut bassin versant (figure 2), le substrat est formé de terrains peu conducteurs et les pics de conductivités sont directement liés à l'épaisseur de l'altération argilo-sableuse humide. Les résultats sont moins nets dans la partie inférieure du bassin, où le substrat est constitué de schistes assez conducteurs et où les épaisseurs d'altération sont beaucoup plus fortes.

2. Sondages mécaniques et pénétrométriques

2.1. Sondages mécaniques

Ils sont indispensables pour prélever des échantillons et étalonner les mesures géophysiques. Mais leur utilisation systématique n'est pas envisageable à cause du coût et de l'accessibilité aux sites (en dehors de la tarière à main). Lorsque la tranche altérée est franchement argileuse, sans éléments grossiers plus résistants, un système de carottier simple à trousse coupante peut être utilisé avec le système de battage du pénétromètre léger décrit ci-après.

2.2. Sondages pénétrométriques

Le pénétromètre dynamique léger constitue un bon moyen de connaître l'épaisseur de l'altération superficielle. De nombreux appareillages existent depuis des systèmes rudimentaires (masses de quelques kilogrammes pour une ou deux tiges de 1 m) jusqu'à de nouveaux systèmes combinant légèreté, fiabilité et coût raisonnable (Panda : pénétromètre dynamique léger à énergie variable avec enregistreur, mis au point au C.U.S.T., voir Gourvès 1995).

Des essais avec un matériel léger Lirigm ont été effectués à Draix (Phan, 1993). Ils font appel à une masse de 2,3 kg tombant de 20 cm sur une pointe de 3,1 cm² de section. Une ou deux tiges de 1 m, de masse 1 kg, peuvent être utilisées. La figure 3 donne des exemples de courbes obtenues avec cet appareillage.

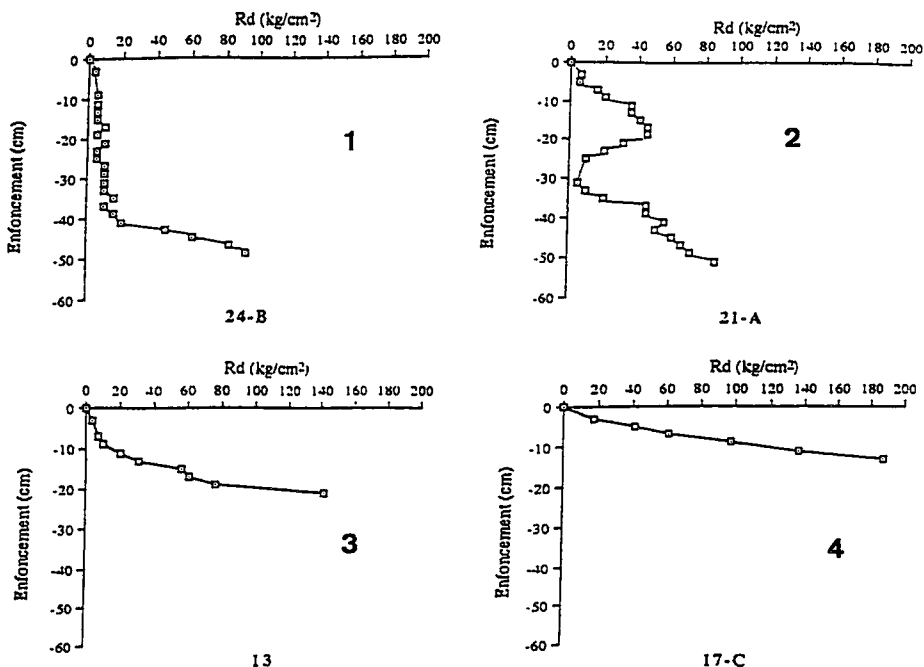


Figure 3 - Quelques exemples de formes de courbes obtenues lors de sondages au pénétromètre dynamique léger sur le site de Draix (Phan, 1993)

Les courbes de type 1 (figure 3) sont faciles à interpréter. On obtient quelquefois des courbes plus complexes (type 2), elles aussi lisibles en termes de couches de résistances contrastées. Mais, le plus souvent, le passage entre la couche superficielle et le substrat est progressif : on a alors des courbes de type 3 (forme à concavité bien marquée) ou de type 4 (concavité faible). L'exemple de type 3 permettra de conclure à une épaisseur d'altération de 10 cm, celui de type 4 à une épaisseur quasi nulle (1 à 2 cm). Dans tous les cas, et particulièrement les deux derniers, le frottement latéral joue un rôle important. Il limite en particulier les possibilités d'investigation au-delà de 1 m de profondeur.

Moyennant quelques précautions (déplacer très légèrement les points de mesure pour éviter le remaniement), il serait possible de procéder à des mesures systématiques sur des profils de référence, à différentes périodes, pour connaître les variations saisonnières liées à la teneur en eau et mieux apprécier la progression de l'altération sur des périodes de temps pluriannuelles.

3. Application à la simulation des crises érosives pour le bassin versant de l'Eglise en Savoie

Après les coulées de débris catastrophiques de 1981 au torrent de la Ravoire près de Bourg-St-Maurice (station des Arcs en Savoie), il était déclenché une vaste étude à caractère

interdisciplinaire sur le torrent voisin de l'Eglise (figure 4). Ce travail, réalisé sous la conduite de H. Vivian (Lama, 1990), a comporté une étude des scénarios de crise érosive s'appuyant sur une étude géomorphologique et une détermination des volumes de terrains altérés potentiellement mobilisables (Thouret, Vivian, Fabre, 1995). En 1981, après de fortes pluies concentrées sur trois jours en période de fonte nivale (29-30 et 31 mars), le torrent de la Ravoire avait donné une coulée de plus de 300 000 m³ emportant la route des Arcs et coupant temporairement la voie ferrée, à l'aval de Bourg-St-Maurice.

3.1. Etude géotechnique

Elle a été réalisée en combinant des essais géophysiques sur le terrain et des mesures géotechniques sur quelques échantillons représentatifs prélevés. Les mesures géotechniques mettent clairement en évidence deux catégories de produits d'altération :

- les sols fins, que l'on trouve surtout dans la partie médiane et inférieure du bassin versant, là où le substrat est plus schisteux. Leur faible indice de plasticité explique le passage rapide de l'état plastique à l'état liquide quand la teneur en eau augmente ;
- les sols grossiers (GL-GA ou SL-SA) des placages morainiques du glacier isérois ou provenant de l'altération des schistes houillers, lesquels constituent le substrat de la moyenne partie du bassin versant.

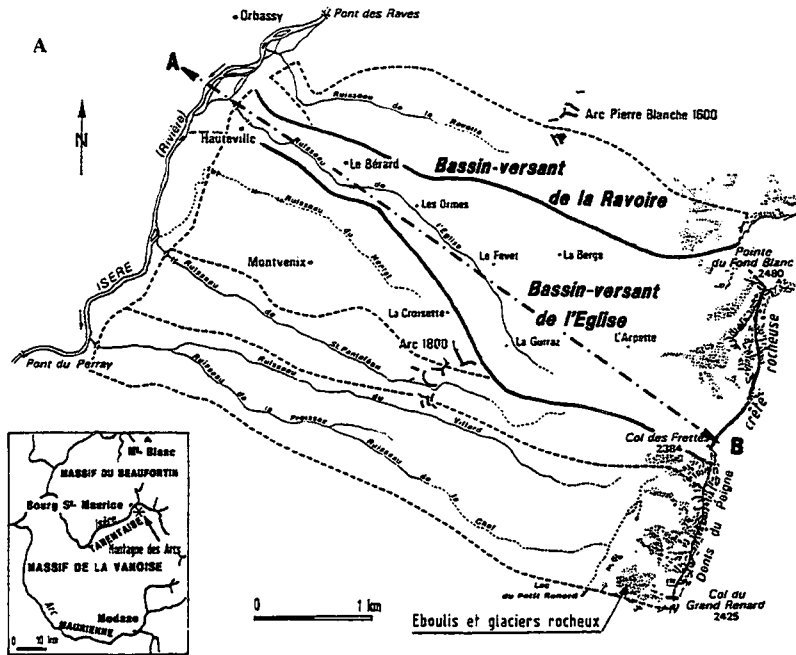


Figure 4 - Le bassin versant de l'Eglise en Savoie (Tarentaise)
(in Thouret, Fabre, Vivian 1995)

Les épaisseurs d'altération ont été estimées d'après des observations directes dans le lit du torrent et par prospection électrique (quelques sondages électriques classiques et 13 profils électromagnétiques donnant la carte de la figure 2). Des extrapolations ont été faites également à partir des résultats acquis pour le torrent voisin de la Ravoire, où des mesures plus nombreuses ont été faites (Azimi et Desvarreux, 1981) et où des coupes de terrains altérés sont observables sur plus de 20 mètres d'épaisseur.

La figure 5 donne la carte informatisée du bassin versant pour le facteur "épaisseur de terrain meuble". Sur ce document schématique, on voit clairement que c'est la partie inférieure du bassin versant qui est susceptible de fournir le plus fort volume de matériau altéré pour alimenter une éventuelle coulée de débris. D'autres facteurs d'instabilité ont été codés sur le principe du maillage de la figure 5 ($70 \times 70 \text{ m}^2$) pour établir la carte des indices d'érosion du bassin versant (Thouret et al., 1995).

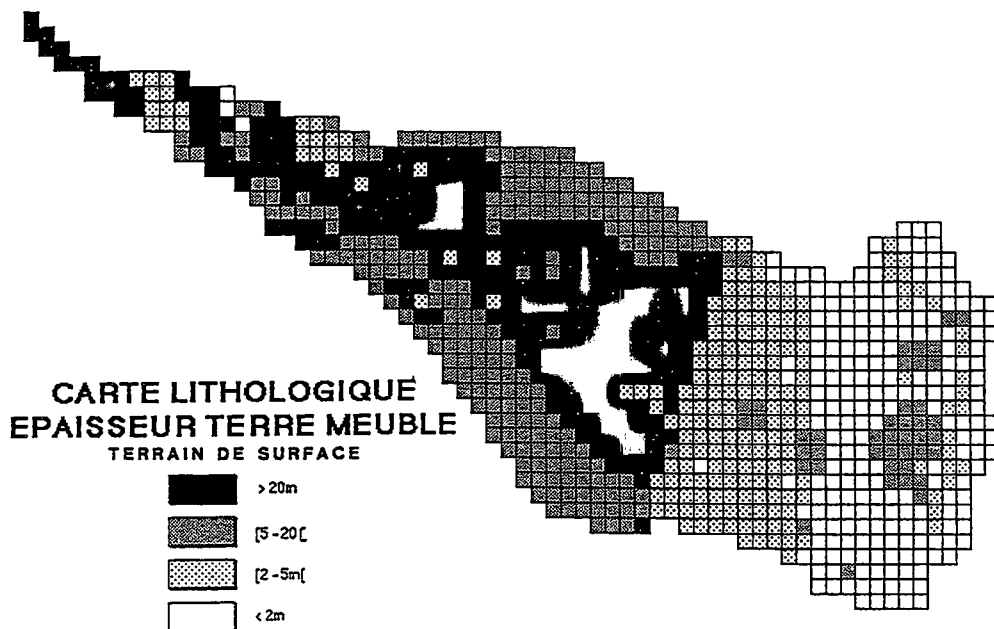


Figure 5 - Carte informatisée des épaisseurs de terrain meuble superficiel (Bassin-versant de l'Eglise en Savoie, Vivian et al. 1994)

3.2. Scénarios de crise érosive

Des conditions climatiques particulières sont la cause des coulées de débris catastrophiques, comme celles du torrent de la Ravoire. Mais elles ne peuvent intervenir que si le bassin versant est préparé géologiquement et hydrologiquement à l'instabilité des débris. Les conditions physiques favorables pour une partie du bassin versant de l'Eglise sont :

- une épaisse couche superficielle peu cohérente formée des dépôts morainiques isérois et de la tranche altérée des schistes noirs du Houiller. Celle-ci est comprise

entre 10 et 40 m d'épaisseur dans la partie moyenne du bassin versant, de 1800 et 1000 m d'altitude. Le remaniement superficiel a été accentué par le fauchage des schistes et par des glissements anciens post-glaciaires ;

- une hydrologie particulière, avec des infiltrations dans le bassin versant supérieur alimentant des sources, en particulier vers 1900, 1600 et 1000. Les sources supérieures, de fort débit, fournissent le débit de base du torrent. Les autres sources, plus petites mais nombreuses, traduisent l'existence d'une importante nappe de versant.

Le facteur hydraulique aggravant est la saturation du système en période de fonte nivale. C'est dans ce contexte qu'un épisode pluviométrique de l'ordre de 100 mm en trois jours (Kaiser, 1987) a déclenché les coulées de débris de la Ravoire de mars 1981.

Estimer le volume mobilisable, en cas d'événement comparable dans le bassin versant de l'Eglise, suppose d'abord la connaissance de l'épaisseur des terrains altérés. Une analyse géomorphologique fine et l'utilisation d'un MNT, où l'on introduit des profondeurs d'incision et des largeurs affectées variables, nous a conduit ensuite (Thouret, Vivian, Fabre, 1995) à proposer trois scénarios de crise érosive pour ce site (figure 6) :

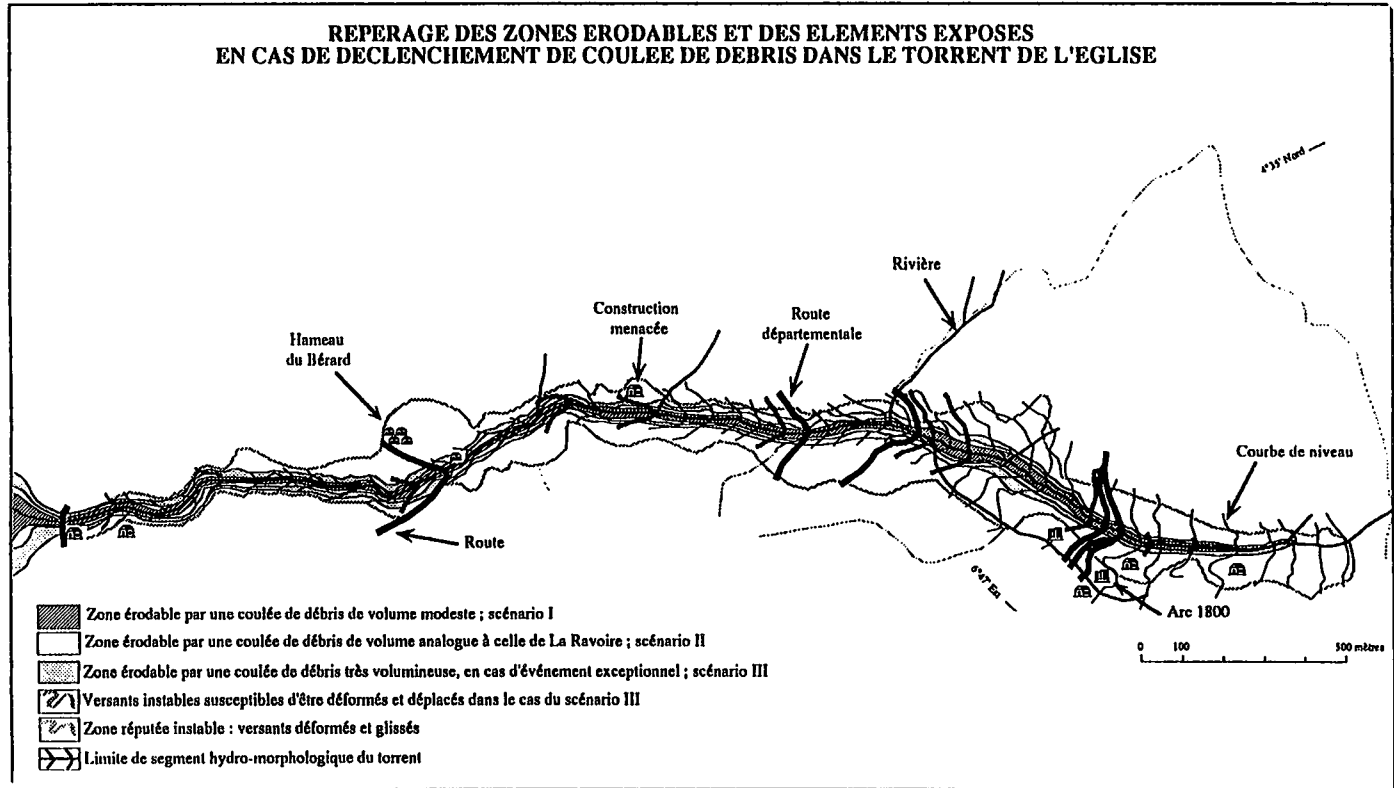
- scénario I : largeur affectée 20-25 m ; volume 200 000 m³
- scénario II : largeur affectée 25-40 m ; volume 700 000 m³
- scénario III : largeur affectée 40-60 m ; volume 1 100 000 m³

La ligne extrême d'extension de l'instabilité des versants, susceptibles d'être déplacés à la suite d'un scénario de type III, montre une largeur encore plus importante (figure 6). Dans ce cas, le chiffre de 2.10⁶ m³ pourrait être atteint (scénario IIIb). Cependant, ce phénomène d'hypercatastrophe ne peut être le fait d'un seul épisode. La stabilisation entreprise après 1981 sur le torrent de la Ravoire et l'écrêtage des débits des torrents par des prises d'eau multiples dans les bassins versants supérieurs incitent à l'optimisme et conduisent à penser que la crise érosive que pourrait connaître le Torrent de l'Eglise (scénario I) serait au plus comparable à celle observée à la Ravoire en 1981.

Conclusion

On dispose aujourd'hui de moyens de mesure de l'épaisseur et des propriétés des couches de terrains altérés, applicables techniquement à l'échelle d'un bassin versant. Lorsque le contraste des propriétés électriques est suffisant, la méthode électromagnétique permet en particulier de couvrir le terrain rapidement et d'établir une carte des isorésistivités de la couche superficielle (quelques mètres selon la fréquence utilisée). Après étalonnage par sondages légers (tarière à main, pénétromètre dynamique léger), cette carte peut être traduite en termes d'épaisseur de la couche altérée de surface. L'utilisation du pénétromètre permet, de plus, d'obtenir des caractéristiques mécaniques de cet horizon, établissant ainsi les conditions préalables à une étude géotechnique de stabilité, à l'échelle d'un bassin versant.

**REPERAGE DES ZONES ERODABLES ET DES ELEMENTS EXPOSES
EN CAS DE DECLENCHEMENT DE COULEE DE DEBRIS DANS LE TORRENT DE L'EGLISE**



**Figure 6 - Scénarios d'extension des zones érodables pour le bassin versant de l'Eglise
(Vivian *et al.*, 1994)**

Bibliographie

- Azimi C., Desvarreux P., Plotto P., 1980, Les coulées de boue du Freney près de Modane, en 1977 et 1978. *Revue Française de Géotechnique*, n° 13, 5-13.
- Azimi C., Desvarreux P., 1981, Etude pour implantation d'un barrage près du CD 119 (Torrent de la Ravoire). *Rapport A.D.R.G.T. Gières* (pour RTM Savoie), 7p., 11 fig.
- Azimi C., Devarreux p., Plotto P., 1983, Reconnaissance des sols non carottables à gros éléments. *Bull. IAEG*, n° 26-27, 143-151.
- Biarez J., Azimi C., Desvarreux P., 1972, An application of seismic survey to landslide investigation. *Proc. 3rd S. Asian Conf. on Soil Mech.*, Bangkok, 35-40.
- Fabre D., 1988, Evaluation des risques d'instabilité en terrain argileux. *C.R. 2èmes Entretiens du Centre Jacques Cartier*, coll. 14, Sherbrooke, 47-53.
- Fabre D., 1993, Etude géotechnique des phénomènes d'érosion dans les bassins versants en terrain argileux et gypseux. *Rev. Géogr. Alpine*, dossier n° 11, 59-64.
- Gourves R., Richard, B., 1995, Le pénétromètre dynamique léger Panda. *Proc. E.C.S.M.F.E.*, Copenhagen, 83-88.
- Lama, 1990, Le bassin versant expérimental du torrent de l'Eglise. Les Arcs. Savoie. *Laboratoire de la Montagne Alpine URA 344*. Rapport de contrat, 2 volumes, 163 p. et atlas 11 cartes au 1/50 000.
- Kaiser B., 1987, Les versants de Vanoise. Enjeux traditionnels et fonctionnement morphoclimatique. *Thèse doctorat, Univ. Paris VII*, 2 vol.
- Leone F., 1991, Télédétection par hydrofréquences et prospection électromagnétique. *Mémoire DEA, Institut de Géographie, Université de Grenoble*, 70 p.
- Mac Neil J.D., 1980, Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction number. *Geonics Limited, Technical note TN-6*, 15 p.
- Phan T.S.H., 1993, Propriétés physiques et caractéristiques géotechniques des Terres Noires du Sud-est de la France. *Thèse Université Grenoble*, 238 p.
- Simonnet J.P., 1978, Etude de quelques mouvements de terrain anciens dans le haut val d'Arly. Essai d'application des méthodes sismiques à la reconnaissance des glissements de versants. *Thèse 3e cycle, Université de Grenoble*.
- Thouret J.C., Vivian H., Fabre D., 1995, Instabilité morphodynamique d'un bassin-versant alpin et simulation d'une crise érosive (L'Eglise-Arc 1800, Tarentaise). *Bull. Soc. géol. France*, 166, n° 5, 587-600.
- Vivian H. Thouret J.C., Bocquet G., Dedieu J.P., Fabre D., Thomas A., 1994, Les instabilités d'un versant montagnard anthropisé : le torrent de l'Eglise (Les Arcs, Savoie). *Doc. du BRGM*, n° 233.

Rétention en eau, infiltrabilité des sols et compréhension des processus hydrologiques

Infiltration, retention curves, soil depth and hydrological processes

J.M. GRESILLON

LTHE (INPG / CNRS-UMR 5564 / UJF)

Domaine Universitaire, BP 95, 38402 Saint-Martin-d'Hères Cedex

Tél. : 04.76.82.50.00 ; Fax. : 04.76.82.50.01 ; E-mail : Jean-Michel.Gresillon@hmg.inpg.fr

Résumé

Sur le bassin du Laval, des mesures de la capacité d'infiltration des sols ont été effectuées à l'aide d'un simulateur de pluie, de même que des mesures des caractéristiques hydrodynamiques de la mince couche de surface des marnes altérées. Les dispositifs expérimentaux et les mesures sont présentés. La courbe de rétention en eau de ces sols et une estimation de leur profondeur permettent de déterminer un ordre de grandeur du volume d'eau que les sols sont capables d'absorber avant de devenir saturés, en supposant le socle sous-jacent peu perméable. Ce volume est comparable à celui des pluies d'imbibition observées, à partir desquelles les écoulements peuvent apparaître. La génération d'écoulement peut donc s'expliquer par l'apparition de surfaces saturées généralisées, provoquées par la faible épaisseur des sols (dix à vingt centimètres environ). Les écoulements, provoqués par des ruissellements de surface, sont rapides et donnent lieu à des hydrogrammes brutaux, tandis que, pour des bassins où les sols sont profonds, l'hétérogénéité spatiale des capacités de rétention rend beaucoup plus lent l'accroissement de superficie des aires saturées. Les hydrogrammes dans ce cas sont également moins rapides.

Abstract

On the Laval basin, infiltration capacities of the soils were measured with a rainfall simulator. The hydrodynamic characteristics of the thin layer of deteriorated bedrock (marl) were also measured and are presented here. An estimate of the volume of water that the soils are able to absorb before to be saturated is presented. That volume is similar to the one of the rainfall which is needed to trigger a stream. Here the flow generation seems to be due to the appearance of extended saturated areas, due to a low soil depth (about ten to twenty centimeters). In that case, flows are rapid, caused by quick runoff. Their

hydrograph are violent, while in deeper soils they occur more progressively because of the heterogeneity of the water retention capacity of the soil profiles which makes slower the increase of the saturated areas.

Introduction

La question que nous cherchons à analyser ici est celle du rôle des sols d'un bassin versant de petite taille sur la rapidité de réaction du bassin à une pluie. Il s'agit donc de donner un éclairage sur un aspect des processus à l'origine de certains comportements hydrologiques des petits bassins.

Pour ce faire, nous opposons deux types de bassins très différents en ce qui concerne leurs sols : le bassin du Laval à Draix, et celui des Maurets sur le Réal Collobrier. Nous présentons ici quelques résultats de mesures réalisées sur le terrain pour estimer, dans les deux cas, les capacités d'infiltration des sols ainsi que leurs propriétés hydrodynamiques. Nous tentons de mettre en relation ces deux types de mesures ponctuelles avec les quantités d'eau que les bassins sont capables d'absorber avant que les rivières ne réagissent aux pluies.

1. Les bassins

Le bassin des Maurets, dans le département du Var mesure 8.5 km², il a un relief important (altitudes extrêmes : 209 m et 780 m), la géologie n'est pas uniforme (gneiss, amphiboles et phyllades) et les sols d'altération de ces roches ont une épaisseur variable, comprise entre quelques centimètres et quelques mètres selon les roches, leurs expositions et la végétation qui les recouvre. Les sols d'altération des amphibolites, sur lesquels nous avons fait des mesures, sont des sables limoneux ou des limons sableux. L'ordre de grandeur de l'épaisseur moyenne d'altération est voisine du mètre. Le bassin est couvert d'une végétation forestière assez régulière (chênes, pins et châtaigniers), avec quelques rares parcelles de cultures et quelques zones rocheuses aussi rares, maigrement recouvertes de végétation.

Celui du Laval est plus petit (de l'ordre du km²), mais son relief est encore plus accusé (altitudes extrêmes : 847 m et 1259 m). Ses sols sont très minces, ils proviennent de l'altération de marnes et sont constitués de matériaux non cohésifs. L'érosion maintient une épaisseur faible à ces altérations qui ne sont retenues par aucune végétation (sauf en de rares endroits du bassin).

2. L'infiltrabilité des sols mesurée à l'aide d'un simulateur de pluie

Le simulateur de pluie que nous avons utilisé est un appareil, dont le principe en France a été développé par l'ORSTOM, permettant d'imposer une pluie contrôlée sur une surface au sol de l'ordre de cinq à dix mètres carrés (figure 1). Il s'agit d'un gicleur, monté sur un châssis de quatre mètres de hauteur et alimenté en eau par une petite pompe délivrant un

débit approximativement constant. Les gouttes sortant de ce gicleur sont supposées comparables à celles de la pluie. Un système d'oscillations réglables du gicleur assure le contrôle de l'intensité de la pluie imposée. Au sol, un cadre métallique, délimitant une surface de un mètre carré sur laquelle est effectuée la mesure, est enfoncé de deux à trois centimètres. Sur la face aval de ce cadre métallique des trous perforés permettent à l'eau de s'écouler. On mesure le débit de cet écoulement superficiel, qui peut être comparé à celui de la pluie. Le flux d'infiltration peut ainsi être mesuré en fonction du temps sur la parcelle d'essai.

D'autre part, en faisant usage de colorant, nous avons mesuré des vitesses d'écoulement de l'eau sur la parcelle. En effectuant une moyenne de ces mesures de vitesses, nous en avons déduit des épaisseurs moyennes de lames d'eau et, éventuellement, des informations sur les rugosités de surface sur ces parcelles.

2.1. Les mesures d'infiltration sur une parcelle du Laval

Une parcelle a été testée sur le bassin du Laval. Sa représentativité ne peut être garantie mais le choix de son implantation a été conduit par ce souci. En particulier il s'agit d'une parcelle sans végétation.

La figure 2 donne un exemple représentatif de la chronique des ruissellements mesurés sous une pluie d'une intensité constante et forte. On observe que, pendant les premières minutes de pluie, le ruissellement est faible ou nul mais qu'il augmente ensuite très rapidement pour atteindre une valeur proche de celle de la pluie. Sur ces parcelles, le sol absorbe donc d'abord toute la pluie et, après infiltration de quelques millimètres d'eau (de deux à dix selon l'état initial du sol), il n'absorbe presque plus rien : la différence entre le flux imposé et celui qui est recueilli n'est que de quelques millimètres par heure, sa mesure n'est pas vraiment fiable, compte tenu de la précision de l'appareillage.

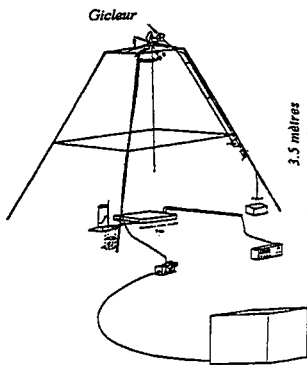


Figure 1 - Schéma du simulateur de pluie

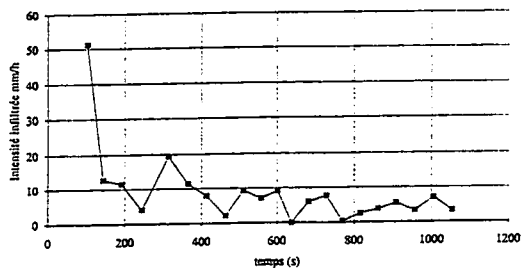


Figure 2 - Exemple de chronique de flux infiltré ; parcelle Laval ; pluie de 82 mm/h

2.2. L'infiltration sur une parcelle des Maurets

Plusieurs parcelles ont également fait l'objet de mesures d'infiltration sur le bassin des Maurets. Elles sont toutes situées sur les sols d'altération des amphibolites, relativement profonds (deux mètres environ). La surface est très densément couverte de végétation herbeuse. Les mesures sont effectuées en été, c'est-à-dire lorsque le sol est plutôt sec.

Comme sur le bassin du Laval, la pluie s'infiltré complètement pendant un certain temps (figure 3), correspondant à un volume d'infiltration de sept à dix millimètres d'eau. Ensuite le sol absorbe une intensité constante et importante. Le ruissellement ne représente que moins du tiers de la pluie. Cette situation qui dure pendant une heure ou parfois davantage, n'est en fait, pas stationnaire. L'infiltration n'est pas monoaxiale verticale, il existe une composante horizontale à l'infiltration qui fausse la mesure dans le cas d'un sol perméable comme sur le bassin des Maurets. Ses valeurs mesurées avec le simulateur de pluie sont probablement exagérées, néanmoins l'essai montre que l'infiltration sur ces parcelles peut être très importante.

En revanche, à l'aide du même dispositif expérimental, après que la végétation ait été retirée (en passant délicatement la main sous les racines), on observe que l'infiltration est très largement diminuée pour des intensités du même ordre de grandeur (figure 4).

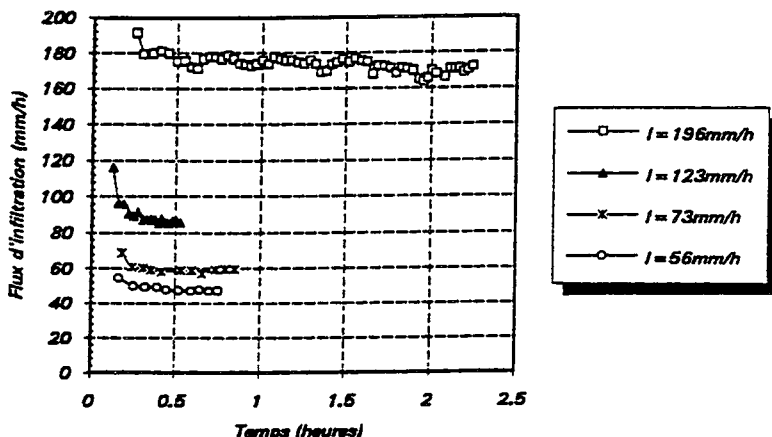


Figure 3 - Exemple de chroniques de flux infiltrés ; parcelle des Maurets

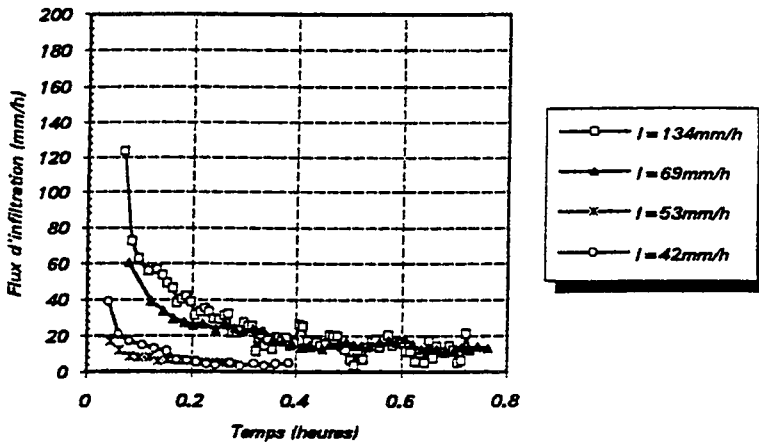


Figure 4 - Infiltration sur la même parcelle après retrait de végétation

3. La rugosité des sols mesurée en surface ou en subsurface

Les mesures des vitesses moyennes d'écoulement de surface sont effectuées en utilisant un colorant dont on mesure la vitesse de propagation sur chaque parcelle. A l'aide des vitesses ainsi mesurées, on déduit les hauteurs d'eau moyennes pour chaque débit d'écoulement.

Pour les écoulements de subsurface, un dispositif spécial pour la mesure des vitesses dans le sol parallèlement à la surface a été mis au point (voir schéma du dispositif expérimental utilisé, à la figure 5).

Sur la parcelle de Draix, la relation débit - hauteur d'eau ainsi obtenue montre que le ruissellement peut être modélisé comme un écoulement plan uniforme turbulent avec un coefficient de frottement de Manning n de l'ordre de 0.1.

Au contraire, la relation hauteur d'eau-débit sur les parcelles des Maurets ne permet pas d'assimiler le ruissellement à un écoulement plan turbulent (probablement à cause de l'herbe très dense). Néanmoins les débits d'écoulement de surface sur les sols des Maurets ne sont significatifs que pour des intensités de pluies très violentes.

En revanche, la relation hauteur d'eau - vitesse d'écoulement pour un écoulement subsurfacique, montre que dans les premiers centimètres du sol (en « litière »), le schéma d'un écoulement plan turbulent (équations de Manning-Strickler), convient parfaitement. Les valeurs du coefficient de Manning sont alors très fortes, de l'ordre de 1.

Avec le même dispositif de la figure 5, mais à une profondeur de cinq centimètres, la relation hauteur - débit est linéaire, obéissant à la loi de Darcy. Les conductivités hydrauliques que l'on mesure ainsi à faible profondeur et parallèlement à la surface du sol sont très fortes (de l'ordre de 100 à 200 mètres par heure, soit 10^{-1} à 10^{-2} m.s⁻¹, ce qui est très fort pour un sol constitué de limons sableux).

4. La conductivité hydraulique

Elle a été mesurée à l'aide de l'infiltromètre multidisque à succion contrôlée. Il impose une faible pression négative à la surface du sol (-10 mm d'eau environ), l'infiltration amenant le sol situé sous le disque de mesure à une teneur en eau correspondant à cette pression imposée. Afin de déterminer le rôle éventuel des macropores qui ne sont pas activées lorsque la pression est négative, nous avons également mesuré cette conductivité sous une charge légèrement positive (5 mm d'eau).

Sur le site de Draix, la conductivité a été mesurée de cette manière sur une quinzaine de centimètres de profondeur. Elle est comprise entre 20 et 30 mm.h⁻¹, pour des succions de l'ordre de -10 mm. Elle est légèrement supérieure pour des valeurs positives de la pression imposée (60 mm.h⁻¹ environ), ce qui confirme la présence d'une macroporosité active.

Sur les Maurets, la mesure a été réalisée à différentes profondeurs, jusqu'à cinquante centimètres et même davantage avec un autre appareil, le perméamètre de Guelph. On observe une diminution exponentielle de la conductivité avec la profondeur (figure 6). A proximité de la surface, la conductivité a une valeur voisine de 100 mm.h⁻¹. La porosité des sols explique d'ailleurs cette diminution de conductivité avec la profondeur. Lorsque la mesure est effectuée sous une pression légèrement positive, la conductivité hydraulique en surface est nettement supérieure à la précédente (environ 1000 mm.h⁻¹, soit dix fois plus). Les macropores jouent là un rôle essentiel. Toutefois, on remarque que cette valeur est cent fois plus petite que celle de la conductivité horizontale mesurée sous faible profondeur avec le dispositif de la figure 5. Il existe une forte anisotropie, au moins dans les sols de surface.

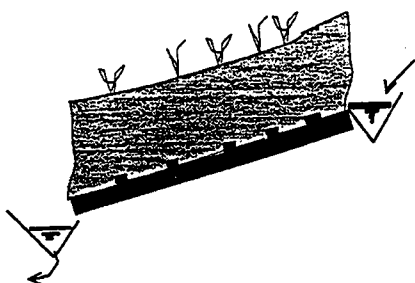


Figure 5 - Schéma du dispositif de caractérisation des écoulements de subsurface

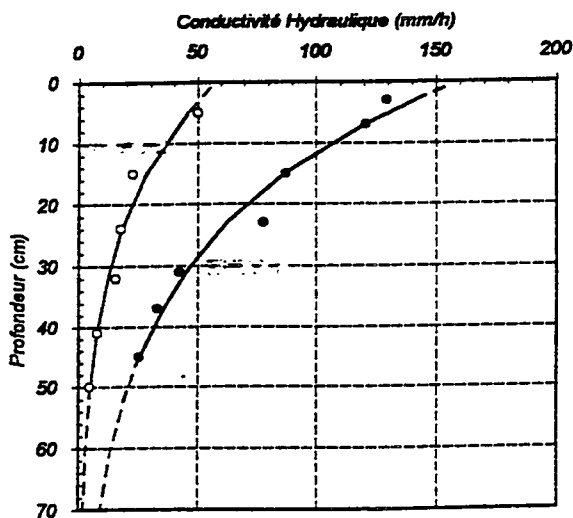


Figure 6 - Evolution de la conductivité des sols des Maurets avec la profondeur

5. Rétenion en eau des sols et dynamique des crues

L'association des tensiomètres pour la mesure de la succion d'un sol et du TDR (Time Domain Reflectometry) pour celle de la teneur en eau, permet de déterminer sa « courbe de rétenion en eau ». Pour cela, partant d'un état très sec, la courbe est décrite en humidifiant progressivement le sol.

Les figures 7 et 8 donnent les courbes de rétenion obtenues respectivement sur le bassin des Maurets et sur celui du Laval. Dans le premier cas, il s'agit d'une courbe qui associe des points de mesure en différents points. Les sols sont relativement homogènes. En revanche, sur le Laval, les courbes sont moins groupées. Les écarts entre teneurs en eau de saturation et teneurs en eau résiduelles (obtenues autour d'une valeur de succion égale à moins une atmosphère) sont très différentes sur les deux bassins : 0.2 à 0.25 cm³/cm³ environ sur les Maurets, 0.05 à 0.08 cm³/cm³ sur le Laval.

Si la courbe de rétenion en eau d'un sol est connue, en faisant l'hypothèse qu'un bassin sec est tel que la teneur en eau de ses sols est définie par sa valeur 'résiduelle', on peut calculer la quantité d'eau dV qu'il faut apporter à chaque unité de volume de sol pour le saturer :

$$dV = (\theta_s - \theta_r)$$

θ_s , teneur en eau de saturation,

θ_r , teneur en eau résiduelle.

Sur le bassin des Maurets (Réal Collobrier), qui associe profondeur des sols assez importante en moyenne (de l'ordre du mètre) et courbes de rétenion en eau de sols fins (figure 7), le calcul de la hauteur d'eau absorbable par le bassin lorsqu'il est sec, en supposant la profondeur de sol égale à un mètre, donne 200 à 250 millimètres. Cette valeur est proche du total des pluies d'Automne nécessaires pour que le bassin ne devienne réellement contributif (figure 9, Marc 1995).

Sur le bassin du Laval, qui n'a que très peu de profondeurs de sols (moins de 20 cm) le même calcul effectué à partir des courbes de rétenion mesurées montre que le bassin devient saturé après une dizaine de millimètres de pluie -ordre de grandeur de la pluie dite d'imbibition-.

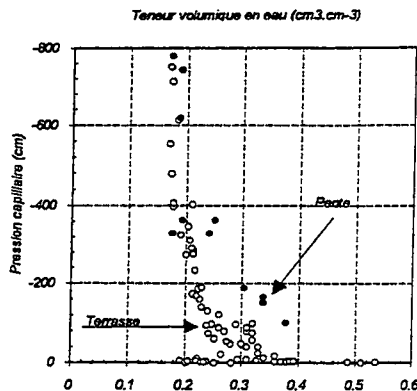


Figure 7 - Courbes de rétenion en eau des sols. Bassin des Maurets

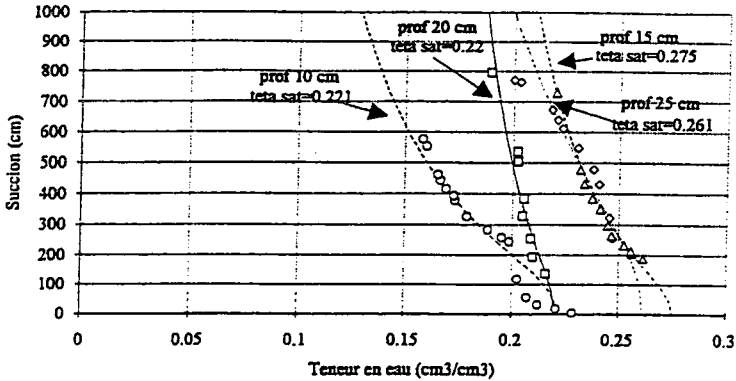


Figure 8 - Courbes de rétention en eau des sols. Bassin du Laval

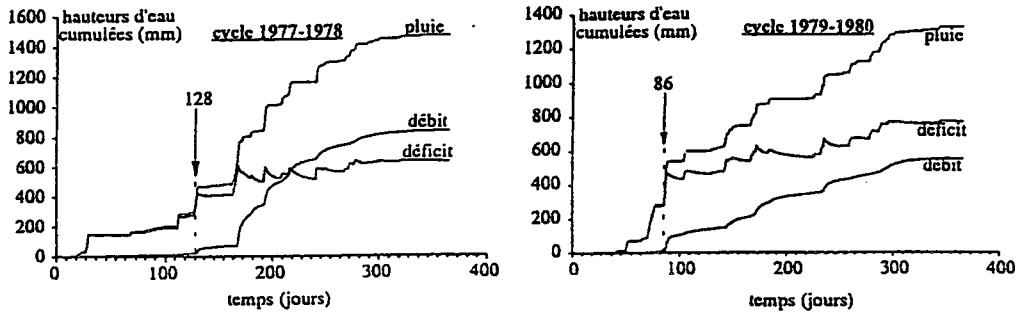


Figure 9 - Chroniques Pluies-débits sur le Réal Collobrier (V. Marc). Noter le décalage temporel entre pluie et débit à l'échelle de l'année

6. Liaison avec les processus hydrologiques

Les volumes de précipitations nécessaires pour que les deux bassins examinés commencent à réagir aux pluies sont donc très différents. Ils sont liés aux profondeurs de sols et aux courbes de rétention en eau des sols. Le taux de végétation qui les recouvre joue un rôle sur la profondeur des sols : en fixant les sols, la profondeur d'altération est augmentée par la présence de végétaux ; d'autre part, la végétation permet à la pluie de s'infiltrer, comme l'expérience (figure 4) l'a montré.

Le sens de ces deux volumes de précipitations sur les deux bassins n'est pas le même, en raison de l'échelle de temps nécessaire pour l'acquérir : une pluie peut dépasser dix millimètres, tandis qu'il faut un cumul de plusieurs pluies importantes pour parvenir à la précipitation de 250 mm. L'intervention de l'évapotranspiration et de phénomènes de transferts latéraux dans les versants est importante dans le cas du bassin des Maurets, probablement beaucoup moins sur le Laval.

Ceci signifie que ce dernier bassin est capable de donner des crues en toute saison et que l'ensemble du bassin peut devenir contributif assez rapidement. Dans ce cas, l'infiltration dans le « socle » marneux absorbe probablement une part de la pluie qui survient après la saturation des sols de surface : les surfaces saturées ne sont pas forcément imperméables, elles alimentent le sous-sol qui contrôle les ruissellements, en un mécanisme de type « hortorien ».

Sur le bassin des Maurets, par suite de l'humidité naturelle au voisinage de la rivière, les bas de versant sont saturés avant le reste du bassin, la simultanéité des saturations est donc plus difficile à observer. Les crues ne peuvent que rarement résulter de la saturation de l'ensemble du bassin. D'une manière générale elles résultent d'écoulements sur zones saturées qui ne représentent qu'une part du bassin, fonction de son état initial.

La différence de dynamique des crues entre les deux bassins provient probablement des coefficients de rugosité des sols qui sont très différents. Sur le Laval, les écoulements sont majoritairement superficiels, avec des rugosités relativement faibles ($n = 0.1$). En revanche sur les Maurets, à quelques écoulements superficiels, de faibles volumes viennent s'ajouter des écoulements dans la couche litière, lorsque les sols sont saturés. En effet, avant que l'eau du sol n'atteigne la surface du sol, elle rencontre cette couche litière où les écoulements parallèles à la surface du sol interviennent. Dans ce cas, ces écoulements sont lents ($n = 1$), ils ont donc une épaisseur de plusieurs millimètres (ou même centimètres) sans pour autant atteindre vraiment la surface qui laisse rarement voir les écoulements. En dessous de ces écoulements en litière, des flux, importants aussi, apparaissent sur quelques centimètres d'épaisseur dans une zone où les vitesses sont proportionnelles aux pentes (loi de Darcy), mais avec de très fortes valeurs des conductivités (100 ou 200 m.h^{-1} aux Maurets). Ces différents flux représentent des apports en bas de versant nettement plus lents que sur le Laval.

Ainsi, la variabilité de la réponse de différents bassins à une même pluie s'explique d'abord par la différence de capacité d'absorption d'eau de ces bassins. La variabilité de la réponse d'un bassin donné à des pluies semblables provient de celle de son état initial en terme de quantité d'eau stockée. Dans tous les cas apparaît la notion de la capacité d'absorption, voisine de celle de rétention en eau.

Mais la variabilité de la réponse de différents bassins s'explique aussi par les premiers centimètres de sol. Sur sol nu, les écoulements sont plutôt superficiels et rapides ; sur sols couverts d'une végétation dense, ils sont plutôt localisés sous la surface du sol, dans une zone où ils sont soit turbulents avec une très forte rugosité, soit laminaires avec de très grandes conductivités hydrauliques.

Bibliographie

Cemagref, 1987, Bassins versants expérimentaux de Draix. Compte Rendu de recherche n° 1 en érosion et Hydraulique torrentielle. Grenoble, Aix, 128p.

Grésillon J.M., 1994, Contribution à l'étude de la formation des écoulements de crue sur les petits bassins versants. Approches numériques et expérimentales à différentes échelles. *DHDR Université J. Fourier, Grenoble*, 158p.

Le Meillour F., 1996, Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux de surface et de subsurface à la formation des crues. Conséquences sur l'hydrogramme d'un bassin versant. Application au Réal Collobrier. *Thèse Doct. Univ. J. Fourier, Grenoble*, 216 p.

Malherbe B., 1995, Caractérisation hydrodynamique des sols d'un bassin versant dénudé (le Laval près de Draix). *Mémoire maîtrise de Mécanique, Université J. Fourier, Grenoble*, 60 p.

Marc V., 1994, Etude de la relation pluie-débit sur un bassin versant en climat méditerranéen par le traçage chimique et isotopique naturel de l'eau (Réal Collobrier, massif des Maures, Var). *Thèse Doct. Montpellier II*, 274 p.

Mertz M.C., 1994, Caractérisation hydrodynamique d'un sol au voisinage de la surface. Influence des macropores et conséquences sur l'infiltration. *Mémoire DEA Grenoble*, 48 p.

Taha A., 1995, Etude expérimentale et numérique de la contribution des eaux infiltrées à la formation des débits des crues en zone méditerranéenne. Application à un versant du Réal Collobrier. *Thèse Doctorat Université J. Fourier, Grenoble*, 271 p.

Zammit C., 1995, Analyse des mouvements de nappe au voisinage des rivières à l'occasion des crues. Application au bassin versant des Maurets. *Mémoire DEA, Université J. Fourier, Grenoble*, 60 p.

Sarennes, un bassin versant de recherche et d'expérimentation nivo-glaciaire

Sarennes, a snow and ice experimental representative basin

François VALLA

Cemagref, division Erosion torrentielle neige et avalanches

2, rue de la Papeterie, BP 76, 38402 St-Martin d'Hères Cedex, France

Tél : 04 76 76 27 27 - Fax : 04 76 51 38 03 – E-mail : francois.valla@cemagref.fr

Résumé

Le site de Sarennes se trouve en France dans le massif alpin des Grandes Rousses. Le bassin versant d'une trentaine de kilomètres carrés a la particularité de comporter, un glacier dont l'étude a débuté en 1948-49. A partir 1991, des mesures hydrologiques sont enregistrées (trois seuils situés à 2720 m, 2050 m et 1450 m). En complément, un télénivomètre et une petite station météorologique ont été implantés près de la cabane-laboratoire à 2700 m d'altitude, à l'émissaire du glacier. Depuis 1991, ce site est classé BVRE (Bassin Versant de Recherche et d'Expérimentation).

Ce papier présente ce BVRE unique en France de par sa composante glaciaire et nivale. L'évolution glaciologique montre une perte annuelle moyenne de 0.6 mètre d'équivalent en eau sur le demi-siècle et les premiers résultats hydrologiques mettent en évidence un fonctionnement spécifique nival et glaciaire selon l'enneigement des périodes étudiées.

Abstract

The basin of Sarennes is located in the French Alps, more precisely in the Grande Rousses range, 30 km east of Grenoble. The catchment area reaches some 30 square kilometers with a small glacier studied since 1948. Hydrologic studies started in 1991 with the installation of 3 stations at 2720 m., 2050 m. and 1450 meters of altitude. An automatic snow gauge called « telenivometer » and a simplified meteorological station were installed close to the laboratory-hut at the altitude of 2700 m., nearby the glacier tongue. In 1991, the Sarennes basin was selected for the ERB club (European Research Basin).

This paper provides a description of this basin, which is unique in France because of its glacial and snowy component. Mass balance evolution for the last half century shows an annual loss of 0.6 meters of water equivalent and we present the first hydrologic results of the behaviour specific to this snow-glacier catchment.

1. Présentation du bassin versant

Le bassin de Sarennes est situé dans les Alpes françaises, 30 kilomètres à l'Est de Grenoble, dans le domaine actuel de la station de ski de l'Alpe d'Huez. L'ensemble du bassin versant couvre 28,2 km² et se décompose en trois sous-bassins emboîtés d'altitude décroissante.

1.1. Le bassin supérieur

C'est le site du glacier de Sarennes. Il est occupé principalement par un petit glacier de cirque, relique de la dernière extension glaciaire et a retenu l'attention des glaciologues depuis plus d'un siècle. Visité par le naturaliste Roland Bonaparte en 1891, il fut remarquablement cartographié en 1905-1906 (surface de 1,08 km²) par trois universitaires de Grenoble travaillant sur le massif de Grandes Rousses (Flusin, Jacob, Offner, 1909). Réduit de moitié en près d'un siècle, il occupe actuellement une surface de 0,5 km². Situé sous le 45° parallèle (45°6' N, 6°8' E), il est exposé au Sud, ce qui le rend sensible à l'ablation automnale. Il se développe entre 3200 et 2800 mètres d'altitude et son épaisseur maximale mesurée par radar (Funk, Bösch, Valla, 1993) est d'environ 80 mètres. La surface totale du bassin glaciaire est de 1,3 km² (altitude 3323-2700 m), la contribution de la surface du glacier diminuant au cours du temps.

1.2. Le bassin médian

Il comprend le bassin supérieur et représente une surface totale de 5 km², comprise entre 3323 et 2050 mètres d'une orientation générale Sud. Il correspond à la vallée supérieure du torrent de la Sarennes dont le régime est essentiellement nival. En dehors de l'émissaire issu du glacier, seuls de petits ruisseaux contribuent à son alimentation.

1.3. Le bassin global

Sa surface totale est de 28,2 km² et ce bassin recouvre la majeure partie du domaine skiable de l'Alpe d'Huez. Sa limite inférieure est à 1450 mètres, dans les gorges de Sarennes au lieu-dit « Les Moulins » (anciens moulins à grain actionnés par le torrent), après la confluence avec les eaux issues du Lac Blanc. Sa délimitation suit les lignes de crête suivantes : La Grande Sure (2114 m), Col de Poutran (2006 m), Dôme des Petites Rousses (2810 m), Col du Lac Blanc (2740 m), Col du Milieu (3256 m), Pic du Lac Blanc (3323 m), Sommets Nord et Sud de Sarennes (3129 et 3063 m), Château Noir (2882 m), Col de Sarennes (1999 m), La Croix de Cassini (2373 m), Les Grandes Buffes (2164 m), Signal de l'Homme (2176 m) et traverse le village de l'Alpe d'Huez en son milieu (figure 1).

La répartition par tranche d'altitude est la suivante : 11,3 km² (40,0 %) entre 1450 et 2000 mètres, 8,0 km² (28,4 %) entre 2000 et 2500 mètres, 7,4 km² (26,2 %) entre 2500 et 3000 mètres et 1,5 km² (5,4%) entre 3000 et 3023 mètres. Notons enfin que le bassin supérieur représente environ 5 % du global et le médian moins de 20 %.

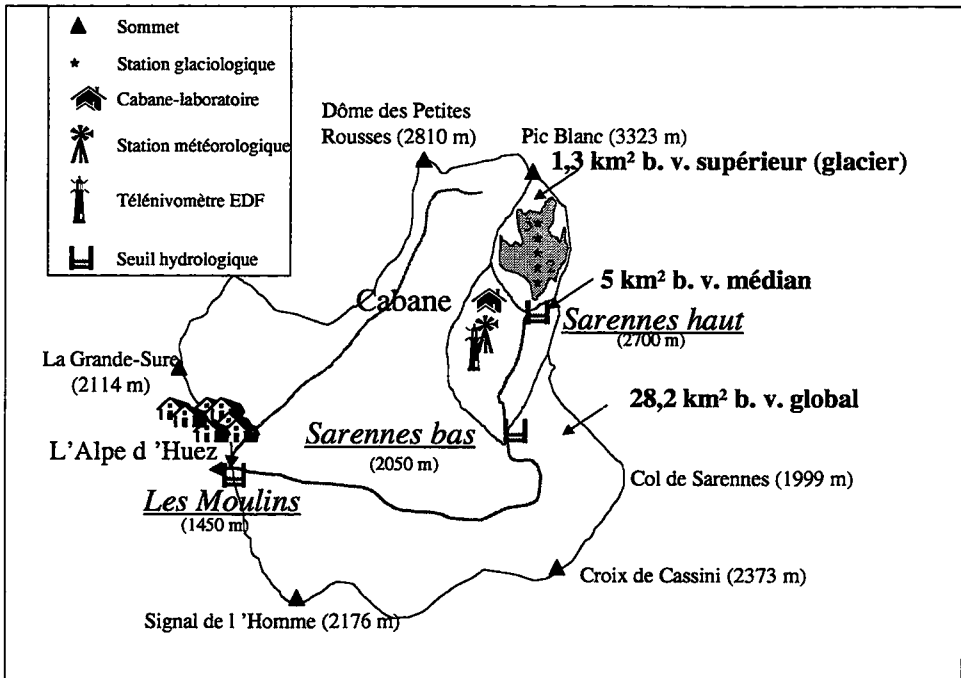


Figure 1 - Le BVRE Sarennes et ses équipements

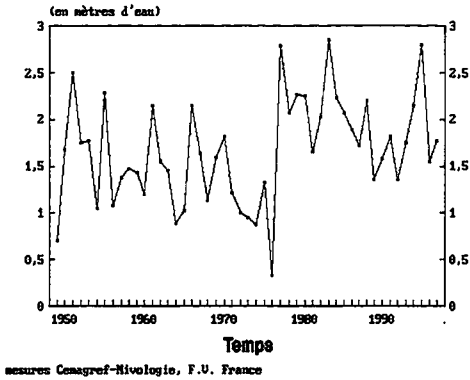
2. Mesures glaciologiques

Depuis 1948-49 (Cherrey 1951) le glacier de Sarennes est observé et mesuré chaque année, au cours de tournées estivales qui permettent de suivre l'évolution du bilan glaciaire. Le stock de neige hivernal est mesuré par carottage début juin, fournissant la valeur de l'accumulation à partir des hauteurs de neige (qui atteignent parfois 6 mètres), densités et équivalents en eau relevés en 5 stations étagées de 3050 à 2800 mètres le long d'un profil longitudinal. Ce stock est suivi tout au long de la saison estivale par carottage jusqu'à l'apparition de la glace vive. La perte en glace est mesurée par lecture de balises d'ablation (perches de 10 mètres formées de 5 tronçons de couleurs différentes de 2 mètres) placées aux cinq stations. Le bilan global du glacier est obtenu en pondérant la mesure de chaque station par la surface qu'elle représente (35 % pour la station 5 qui est la plus élevée, 25 % pour les 4 et 3, 10 % pour la station 2 et 5 % pour la station 1, la plus basse) :

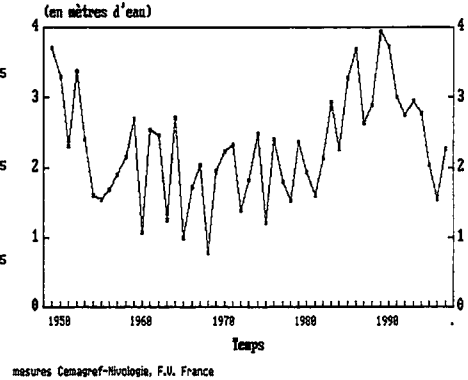
$$\begin{aligned} \text{bilan global (jour } j) &= (\text{mesure station } 5 \times 0,35) + (\text{mes. st.4} \times 0,25) \\ &+ (\text{mes. st.3} \times 0,25) + (\text{mes. st.2} \times 0,10) + (\text{mes. st.1} \times 0,05). \end{aligned}$$

Le bilan de masse de l'année est mesuré à la fin de la saison d'ablation en principe autour du 30 septembre ou courant octobre si l'arrière saison est ensoleillée. Au total, nous disposons de plus de 300 mesures de bilan qui décrivent l'évolution du glacier depuis bientôt 50 ans (Valla, 1995). La figure 2a présente l'évolution des principales données glaciologiques, accumulation, ablation, bilan de masse et régime de 1948 à 1997, et la figure 2b l'évolution au cours d'une saison estivale des paramètres suivis sur le glacier.

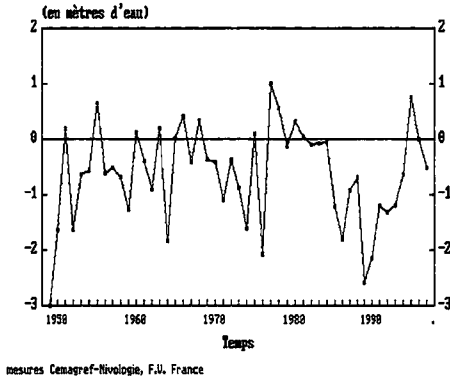
ACCUMULATION SARENNES 1948-1997



ABLATION SARENNES 1948-1997



BILAN SARENNES 1948-1997



REGIME SARENNES 1948-1997

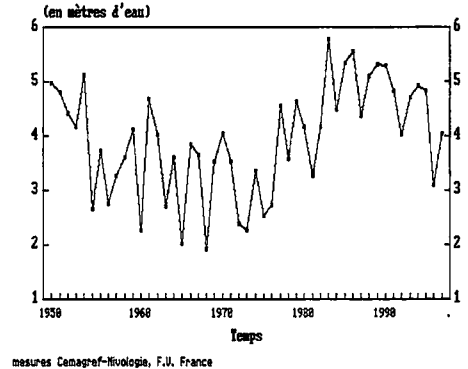
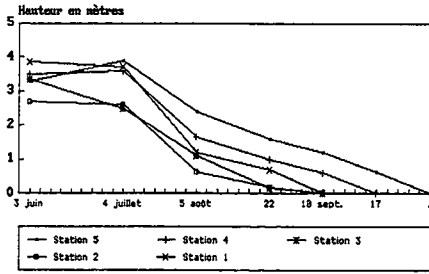


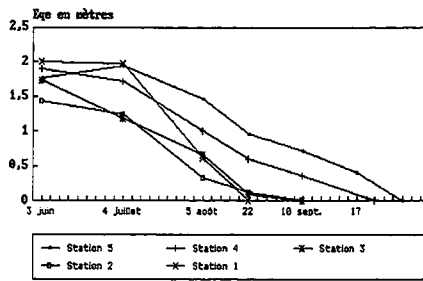
Figure 2a- Données glaciologiques relatives au glacier de Sarennes, 1948-97

La figure 3 montre l'évolution du bilan de masse cumulé depuis le début des mesures, courbe qui, compte tenu de l'absence de mouvement du glacier visualise la baisse de niveau du glacier (la glace ayant pour densité 0,9, la perte de 30 mètres d'eau représente une baisse du niveau du glacier de 33,5 mètres en 49 ans, soit une perte moyenne annuelle de 60 centimètres d'équivalent en eau ou 66 cm de glace).

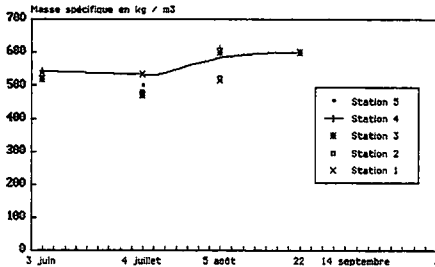
**HAUTEUR DE NEIGE AUX 5 STATIONS
CYCLE 1996-1997**



**EQUIVALENT EN EAU AUX 5 STATIONS
CYCLE 1996-1997**



**DENSITE DE NEIGE AUX 5 STATIONS
CYCLE 1996-1997**



**VITESSE D'ABLATION AUX 5 STATIONS
cycle 1996-1997**

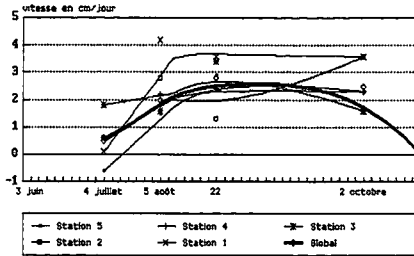


Figure 2b - Données glaciologiques relatives au glacier de Sarennes, 1948-97

Bilan (en mètres d'eau)

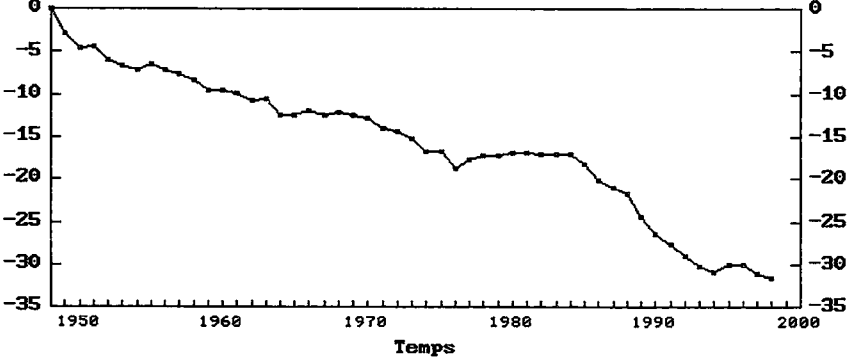


Figure 3 - Evolution du bilan de masse cumulé
du Glacier de Sarennes, 1948-97

3. Equipements du BVRE

Nous distinguerons les équipements concernant l'étude du glacier de ceux, plus récents, mis en place dans le cadre du BVRE.

En 1950, (avant l'installation du téléphérique du Lac Blanc à 3300 m), la cabane de Sarennes fut installée à 2740 mètres, légèrement en aval du glacier. Ce petit refuge en mélèze de 2 mètres sur 4 est toujours vaillant et nous sert aujourd'hui de « cabane-laboratoire ». Une perche à neige de 6 mètres et un pluviomètre Mougins désaffecté datent de cette époque.

Dès 1977 le glacier a été équipé de grandes balises d'ablation fixes de 10 mètres implantées, par forage aux 5 stations. Ce travail a nécessité le concours technique du Laboratoire de Glaciologie du CNRS de Grenoble (LGGE, Yves Morin, Louis Reynaud et Christian Vincent) et est à renouveler périodiquement.

En 1991, lorsque le site a accédé au rang de BVRE, un seuil hydrologique en béton a été installé sur l'émissaire du glacier, au niveau de la cabane, à 2700 mètres d'altitude. Deux capteurs, un de pression hydrostatique et l'autre de capacité électrique, mesurent la hauteur d'eau et sont enregistrés par une centrale Unidata (scrutation toutes les 5 secondes et enregistrement de la valeur moyenne toutes les 10 minutes). Ce système a été doublé l'année suivante afin d'assurer une fiabilité de la mesure maximale, le seuil étant d'accès très difficile pendant plus de 8 mois car recouvert de 5 à 6 mètres de neige. Pour contrôler les centrales et les décharger pendant l'hiver, il faut maintenir un puits de visite dans le manteau neigeux.

En 1993, grâce à un financement BVRE, un télénivomètre EDF horizontal a été mis en service à 2730 mètres près de la cabane. Cet appareil, muni d'une source radioactive de Césium 137 (10 millicurie), relève journalièrement la hauteur de neige et donne densité et équivalent en eau du manteau neigeux par couches de 10 cm.

Un second seuil appelé « Sarennes Bas » a été mis en service à 2050 mètres sur le cours moyen du torrent en 1994. Il est aussi équipé de deux capteurs de hauteur d'eau (capacité et pression) enregistrés par une centrale de mesure Unidata.

Le troisième seuil a été réalisé par EDF en 1976 à la cote 1450 mètres, et récolte aussi les eaux issues du Lac Blanc. Il est équipé d'un limnigraphe enregistreur et est géré par EDF, Direction de Techniques Générales de Grenoble.

Enfin une petite station météorologique enregistrant les températures (instantanée, maximum et minimum) ainsi que le vent (intensité et direction), le rayonnement incident et les précipitations liquides est en cours d'installation à la cabane-laboratoire. Notons qu'une station mobile (température, vent et précipitations) a été mise en place l'été 1996 sur le glacier avec succès mais demande une surveillance constante à cause de l'ablation qui peut atteindre 5 centimètres par jour et déséquilibre le mât portant les capteurs (Peteuil, 1996).

L'équipement actuellement en place pourrait être complété par des mesures de précipitations en plusieurs points du bassin versant, des mesures de rayonnement et d'albédo ainsi que d'évaporation en vue d'établir un bilan d'énergie. L'exemple du suivi des bilans glaciologique, hydrologique et énergétique du Glacier Zongo (Bolivie) pourrait nous servir de modèle (Francou, 1996).

Enfin, signalons l'utilisation de SIG (Système d'Informations Géographiques) qui a permis de stocker sur une base de données la totalité des mesures spatio-temporelles glaciologiques (Bironneau, 1997) et de calculer la perte volumétrique du glacier depuis les toutes premières observations (Valla, Piedallu, 1997).

4. Mesures hydrologiques

Les trois seuils hydrologiques, Sarennes Haut (2700 m), Sarennes Bas (2050 m) et Les Moulins (1450 m., géré par EDF) enregistrent les hauteurs d'eau en continu. Des campagnes de jaugeage ont permis d'établir les courbes de tarage relatives, avec toutes les difficultés liées à l'exploitation de site de montagne et de haute montagne. Les chroniques sont disponibles :

- au pas de temps de 10 minutes pour Sarennes Haut à partir de 1992 ;
- au pas de temps de 10 minutes pour Sarennes Bas à partir de 1994 ;
- et au pas de temps horaire pour Les Moulins dès fin 1976 (enregistrement papier).

La figure 4 présente la variation de la hauteur d'eau au seuil Sarennes Haut pour les six mois de la période mai-octobre 1994, la courbe de tarage étant en cours de validation. Les premières analyses (Barbert, 1994) montrent pour le bassin versant glaciaire trois types de régimes caractéristiques.

Le régime hivernal est absolument constant pendant les mois d'hiver, généralement de novembre à mars ou avril. Toutes les précipitations tombent sous forme solide ou sont piégées par le manteau neigeux. Le flux géothermique est seul responsable du débit liquide passant au seuil à l'altitude de 2700 mètres (une dizaine de litres par seconde).

Le régime nival apparaît dès que la température diurne commence à faire fondre la neige. Comme le bassin versant est couvert d'un épais manteau neigeux, la fonte met plusieurs jours à imprégner la neige et à percoler jusqu'à la couche de glace imperméable qui va drainer cette eau de fonte. L'hydrogramme présente donc un niveau permanent d'écoulement élevé (30 à 40 cm de hauteur, soit dans les 200 litres par seconde) qui est modulé journalièrement avec un fort déphasage, fonction de l'épaisseur du manteau neigeux. Ce régime perdure jusqu'en août dans le diagramme présenté.

Le régime purement glaciaire apparaît lorsque le glacier est mis à nu, généralement en août. L'amplitude des oscillations journalières est plus importante, le déphasage se réduit à quelques heures et le niveau d'écoulement nocturne moins élevé (20 cm d'eau, soit moins de 100 litres par seconde).

A partir de septembre et octobre, on note les arrivées de précipitations hivernales qui bloquent la fonte, le glacier étant alors recouvert de neige fraîche stoppant net l'écoulement. Les périodes de réchauffement automnale sont marquées par des petites variations journalières de faible amplitude (fin septembre et mi octobre).

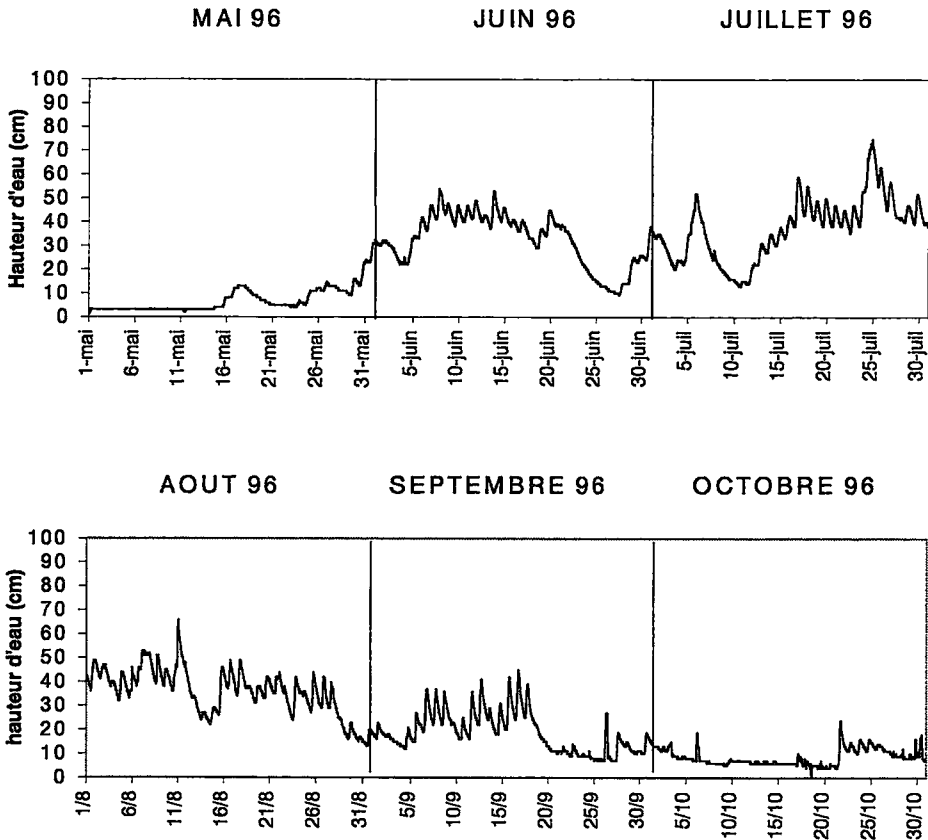


Figure 4 – Hauteur d'eau à l'émissaire du glacier en 1996

Actuellement, nous travaillons sur le bouclage du bilan hydrologique du bassin versant supérieur glaciaire à partir du bilan de masse de Sarennes, des apports météorologiques estivaux, de l'estimation de l'évaporation et du volume d'eau qui passe par le seuil Sarennes Haut.

La figure 5 présente quelques exemples d'hydrogrammes de l'été 1997.

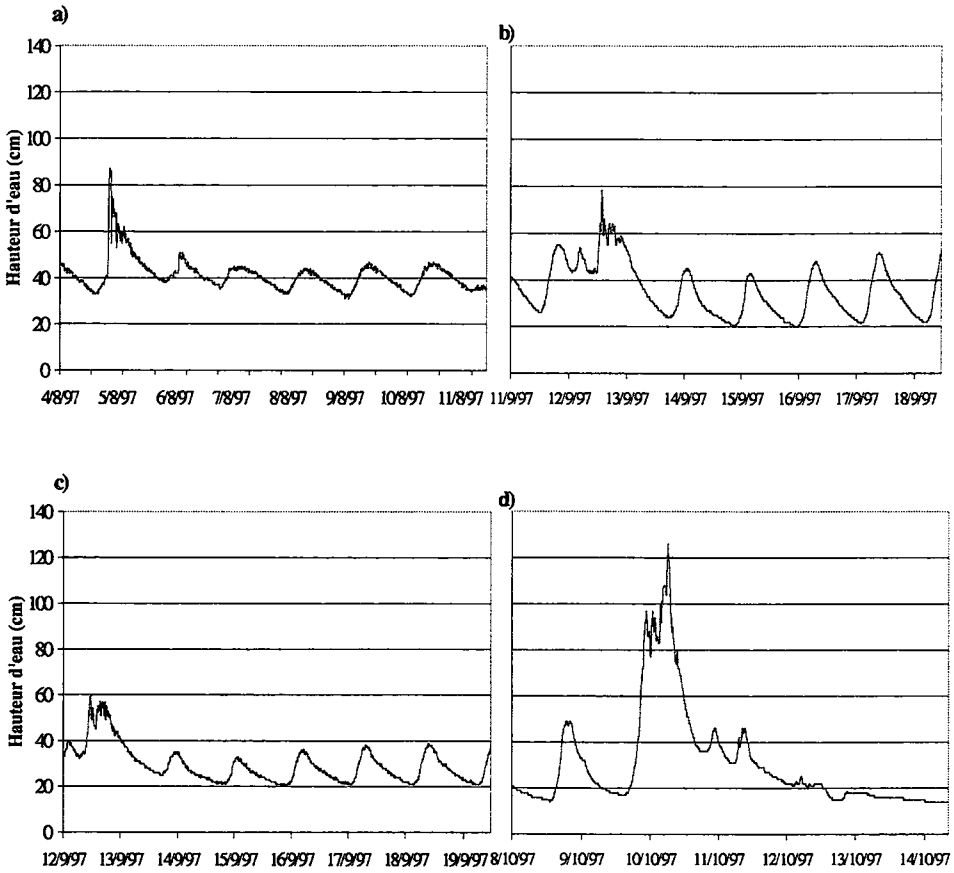


Figure 5 - Hydrogrammes de l'été 1997, seuils Sarnennes Haut et Sarnennes Bas

- a) Seuil du Bas, 4-11 août 97 : orage le 5 sur le bassin versant médian, modulant fortement l'apport journalier issu du glacier encore enneigé (faible amplitude journalière).
- b) Seuil du Haut, 11-18 septembre 97 : fonte glaciaire active avec précipitations le 13.
- c) Seuil du Bas, 12-19 septembre 97 : pluie et neige en altitude avec fonte dans la journée.
- d) Seuil du Haut, 8-14 octobre 97 : très violente crue le 10, pluie au dessus de 3000.

Conclusion

Le Bassin Versant de Recherche et d'Expérimentation de Sarennes s'avère être un instrument de travail unique en France pour les hydrologues, nivologues et glaciologues. En Europe, seul l'Allemagne détient dans l'Oetztal (Alpes autrichiennes) un bassin glaciaire qui est étudié depuis 1973 (Escher-Vetter, Reinwarth, 1994). Avec maintenant cinquante années de mesures interrompues de bilans locaux à cinq altitudes différentes suivis pendant les 4 mois de la saison d'ablation (7 à 10 relevés annuels par station, soit environ 2500 points de mesure), avec des chroniques hydrologiques journalières à trois cotes d'altitude du torrent, le BVRE et sa base de données intéressent tout à la fois les hydro-nivologues (Martin et al., 1997) (Braun, Reynaud, Valla, 1995) et les glaciologues (Vincent, Vallon 1997). Les travaux publiés en témoignent

Le récent soutien financier du Conseil Scientifique et Technique des BVRE permet enfin d'envisager l'avenir du suivi de ce site tant du point de vue des mesures collectées que de leur valorisation par la communauté scientifique nationale et internationale.

Bibliographie

Barbet D., 1994, Premiers résultats hydrologiques sur le glacier de Sarennes. *Mémoire de DEA « Mécanique des Milieux Géophysiques et Environnement »* Cemagref-Lyon et Grenoble.

Bironneau D., 1997, Reconstitution des variations de la surface d'un glacier à l'aide des bilans de masse. *Mémoire de DEA « Structures et Dynamiques »*, IGA-Joseph Fourier, Grenoble.

Braun L., Reynaud L., Valla F., 1993, Changes in snow and ice storage : measurement and simulation. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 53 page 131-142.

Cherrey M., 1951, Observations d'octobre 1949 à octobre 1950 du glacier de Sarennes. *Mémoires et Travaux de la Section de Glaciologie de la SHF, La Houille Blanche, numéro spécial A*, p. 3 à 10.

Escher-Vetter H., Reinwarth O., 1994, Zwanzig Jahre Abflussmessung an der Pegelstation Vernagtbach (Oetztaler Alpen) 1974-1993 *Rapport Kommission für Glaziologie der Bayerischen Akademie der Wissenschaften*, München, 48 pages.

Flusin G., Jacob C. and Offner J., 1909, Etudes glaciaires, géographiques et botaniques dans le massif des Grandes Rousses. Rapport des campagnes de 1905 et 1906 in *Etudes Glaciologiques*, vol 1, p. 33-112 Ministère de l'Agriculture Paris.

Francois B., Berton P., Wagnon P., Pouyaud B. et Valdiviesco H., 1997, Mesures météorologiques, hydrologiques et glaciologiques sur le glacier de Zongo, année hydrologique 1995-96. *Informe 55*, Orstom-Bolovie.

Funk M., Bösch H., Valla F., 1993, Mesure des épaisseurs de glace par méthode radar au glacier de Sarennes. 45^{èmes} journées de Glaciologie de la SHF, février 1993, Grenoble 13 pages.

Gay M., 1994, Mesures Hydrométriques du Torrent de Sarennes. Estimation des débits d'eau. *Etude Cemagref*.

Guirado F., 1998, Comparaison des bilans glaciologique et hydrologique ; Etude des phénomènes de crues. *Rapport de stage, DESS Montagne*.

Martin E., Lejeune Y., Leblois E., Valla F., Bironneau D., 1997, Modélisation hydrométéorologique de l'aléa de crue nivo-pluviale. *Rapport final Contrat de Plan entre l'Etat et la Région Rhône-Alpes 1994-1998*.

Peteuil C., 1996, Premiers essais de comparaison des bilans hydrologique et glaciologique du bassin versant glaciaire de Sarennes. *Rapport de stage, Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique et de Mécanique de Grenoble*.

Pradeau S., 1997, Calcul du temps de transfert entre trois stations de mesures. *Rapport de Stage, Licence de Mécanique, Université Joseph Fourier, Grenoble*.

Valla F., 1989, Forty years of mass balance, glacier de Sarennes. Congrès de Lom, Norvège, *Annals of Glaciology* vol. 13, p. 269-272.

Valla F., 1995, The mass balance of Glacier de Sarennes. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 31, p. 189-197.

Valla F., Piedallu C., 1997, Volumetric variations of Glacier de Sarennes, French Alps, during the two last centuries. *Annals of Glaciology*, volume 24, p.361-366.

Vincent C., Vallon M., 1997, Meteorological controls on mass balance : empirical relations suggested by measurements on glacier de Sarennes, France. *Journal of Glaciology*, Vol 43 N° 143, p. 131-137.

Situés dans les Alpes
du Sud-Est de la France, les bassins versants
expérimentaux de Draix - Le Brusquet ont été créés
par le Cemagref et le Service de restauration des terrains en
montagne (RTM) dans les années 1983-84. Ils ont pour
principal objet l'étude de l'érosion torrentielle en montagne et
celle des moyens de protection correspondants.

Les thèmes et disciplines concernés
sont l'hydrologie, l'hydraulique torrentielle,
l'étude des phénomènes érosifs, de la dynamique de
la végétation, naturelle ou implantée et des évolutions
pédologiques correspondantes.

Le séminaire organisé à Digne en octobre 1997
avait pour objectif de dresser et présenter le bilan de plus
de 10 ans de travaux réalisés avec le support de ces bassins,
de favoriser les échanges d'expérience et la confrontation des
résultats avec des travaux semblables réalisés sur d'autres sites
ou dans des contextes voisins, d'identifier les nouvelles colla-
borations scientifiques possibles, pour
lesquelles les bassins versants expérimentaux
de Draix présenteraient un intérêt certain
en tant que laboratoire de terrain.



HydrOsystemes



ISBN 2-85362-514-1

Prix : 250 F TTC



9 788536 251417