HAL
open science

Apparition et évolution de roubines à Draix

Jean-Louis Ballais

To cite this version:

Jean-Louis Ballais. Apparition et évolution de roubines à Draix. Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne, Oct 1997, Digne, France. pp.235-245. hal-01568728

HAL Id: hal-01568728

https://amu.hal.science/hal-01568728v1

Submitted on 25 Jul 2017

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
22-24 oct. 1997

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

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

Cemagref
EDITIONS

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.

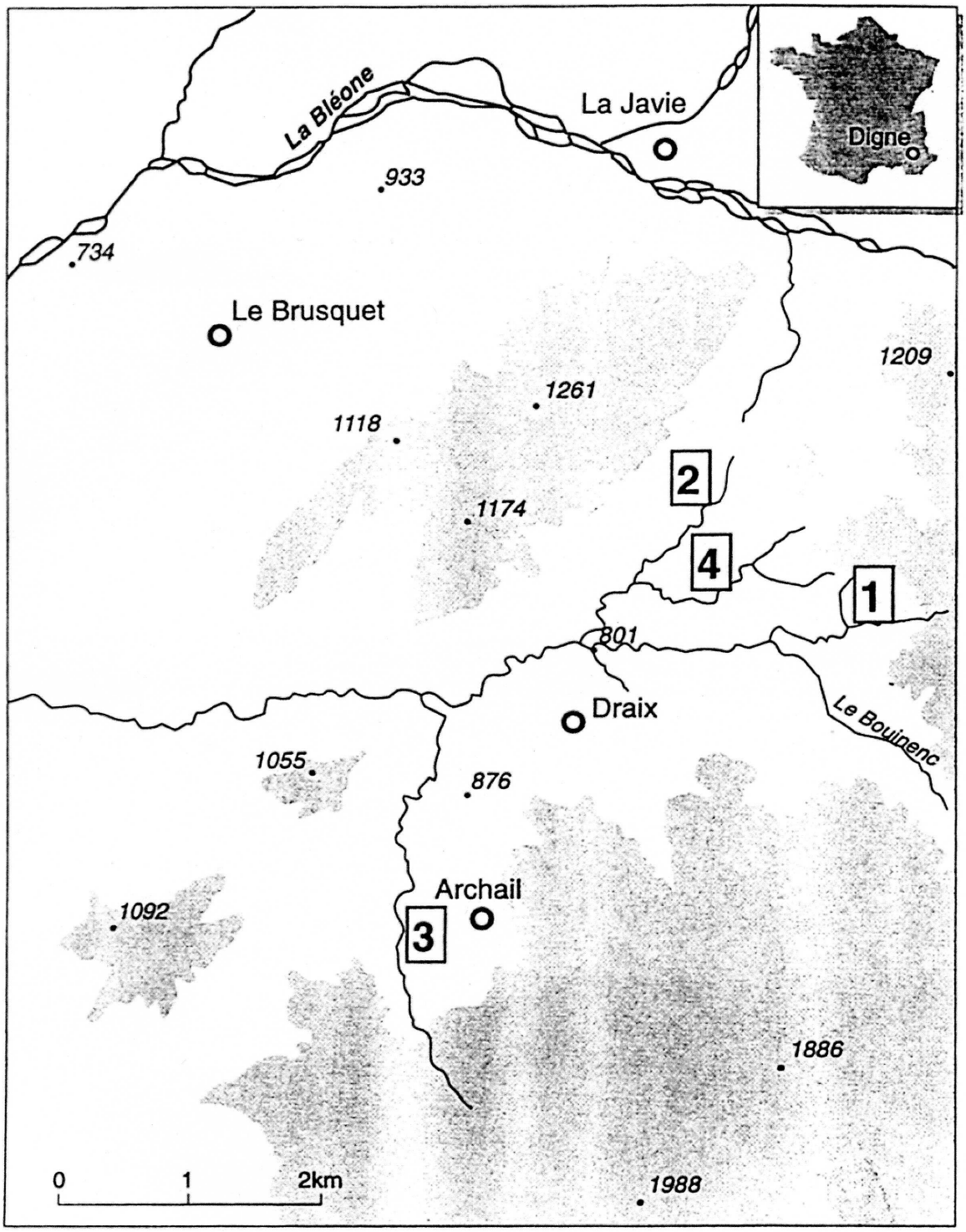

Figure 1 - Croquis de localisation.
1 - Laval, 2 - Ravin du Peyrouret, 3 - Ravin des Chauchets, 4 - Ravin de Francon

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.

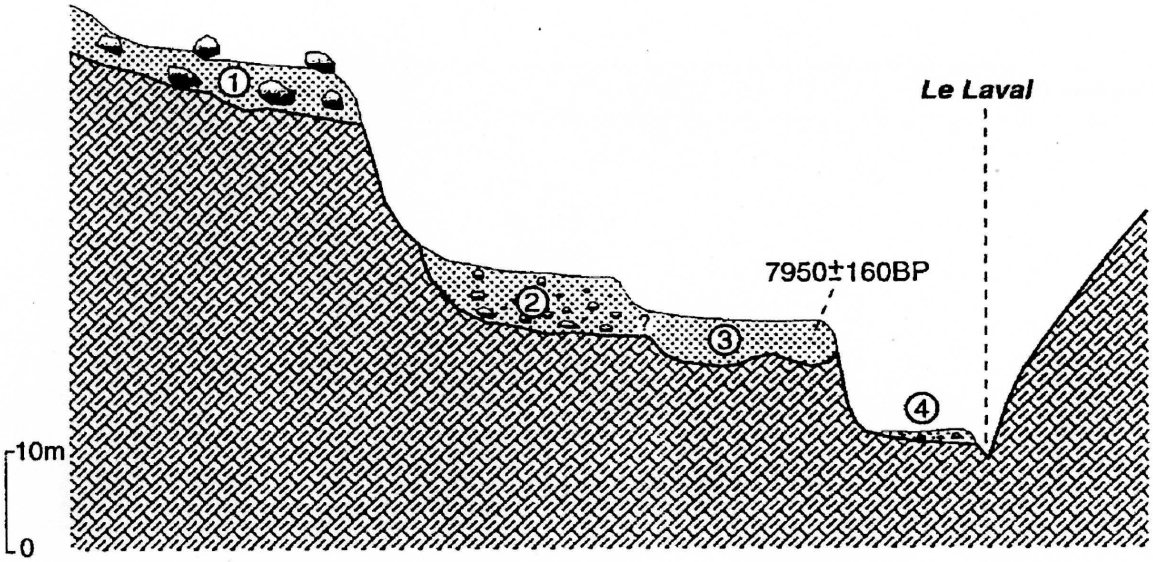

Figure. 2 - Coupe synthétique de la vallée du Laval.
1 : Glacis ou terrasse du Pléistocène moyen (?),
2 : Terrasse du Pléistocène supérieur,
3 : Remblaiement holocène principal,
4 : Terrasse historique.

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 CaCO3) 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 %<CaCO3<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 neufs 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 %<CaCO3<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 XXème 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 ^{14}C. 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 XIXème 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 tarrière 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 dominé 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, Peyrouret, 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 XVème 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 Büech (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., Giman A., 1982, How old are the badlands ? A case fron south-east Spain, in R. Bryan, A. Yair eds *Badland geomorphology and piping*, Norwich, GeoBooks, pp. 259-278.