



HAL
open science

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES VALLONS ÉLEMENTAIRES DU NORD DE LA FRANCE : L'EXEMPLE DE LA CREUSE DES FOSES (Authieule, plateau picard).

Philippe Lahousse, Guillaume Pierre, Pierre-Gil Salvador

► **To cite this version:**

Philippe Lahousse, Guillaume Pierre, Pierre-Gil Salvador. CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES VALLONS ÉLEMENTAIRES DU NORD DE LA FRANCE : L'EXEMPLE DE LA CREUSE DES FOSSES (Authieule, plateau picard).. Quaternaire, 2003. hal-03277057

HAL Id: hal-03277057

<https://hal.science/hal-03277057>

Submitted on 2 Jul 2021

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.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES VALLONS ÉLÉMENTAIRES DU NORD DE LA FRANCE : L'EXEMPLE DE LA *CREUSE DES FOSSES* (Authieule, plateau picard)

Philippe LAHOUSSE*, Guillaume PIERRE* et Pierre-Gil SALVADOR**

RÉSUMÉ

L'étude porte sur le fonctionnement et l'évolution morphodynamique d'une creuse, ravin d'ordre kilométrique qui entaille souvent le fond des vallons élémentaires des plateaux crayeux de l'Artois et de la Picardie. L'approche morphosédimentaire exploite les données de 3 coupes (stratigraphie, analyses micromorphologiques), réparties sur une section d'environ 500 m et replacées dans leur contexte géomorphologique (cartographie sur la base d'un MNT, profil en long). La reconnaissance de formations caractéristiques (loess lités et paléosol) et d'artéfacts médiévaux permet de proposer une chronologie débutant à 30 000 BP. La stratigraphie et l'analyse du modelé démontrent le caractère fluvial de l'incision de la creuse. Deux phases principales d'incision sont repérées et associées à un style fluvial méandrique. Les phases de remblaiement, au moins d'époque médiévale pour la dernière, correspondent à des événements épisodiques et violents de type torrentiel. Les versants jouent un rôle important, délivrant en abondance des loess qui colmatent aujourd'hui le fond du ravin.

Mots-clés : Creuse, craie, morphodynamique, Pléniglaciaire supérieur, Holocène, France du Nord.

ABSTRACT

CONTRIBUTION TO THE KNOWLEDGE OF THE ELEMENTARY VALLEYS OF THE NORTH OF FRANCE : THE EXAMPLE OF THE *CREUSE DES FOSSES* (Authieule, plateau picard)

The survey deals with the morphodynamic evolution of a creuse. It is a ravine-like landform of kilometeric length that often cut the bottom of the small elementary valleys incised into the chalky plateaus of the Artois and Picardy. The morphosedimentary analysis takes into account the data (stratigraphy, micromorphological analysis) of 3 cross-sections distributed along a 500 m section and replaced in their geomorphological context (cartography based on a DTM, longitudinal profile). The recognition of characteristic deposits (bedded loess, palaeosol) and of medieval artefacts allows to set a chronology of the events since 30 000 BP. Stratigraphic and landform analyses demonstrate the fluvial character of the creuse. Two main phases of incision, locally associated to a sinuous channel pattern, are described. Phases of infilling, probably of medieval age for the last one, correspond to episodic and violent floods of torrential type. Valley sides play an important role, delivering in abundance loess that infilled the creuse in present time.

Key-words : Creuse, chalk, morphodynamic, upper Pleniglacial, Holocene, northern France.

1 - INTRODUCTION : VALLON ET «RAVIN», UNE ASSOCIATION INSOLITE ?

Les vallons élémentaires qui entaillent les plateaux crayeux du nord de la France (*fonds* et *fossés* de la carte topographique à 1/25 000) ont fréquemment en commun d'être incisés sur plusieurs mètres par un ravin boisé de longueur kilométrique et de largeur décamétrique, aux versants raides (40° à 50°), et à écoulement intermittent.

Cette association de formes, considérée parfois comme propre à l'Artois et à la Picardie, a été décrite dès 1906 par Gosselet qui attribue aux ravins le nom de creuse. L'existence de ces formes n'avait cependant pas échappé à Demangeon (1905) qui remarque que «*seules des aversees d'orage ou des pluies prolongées ruissellent sur les pentes et jettent dans les ravins secs des torrents d'eau*». L'auteur attribue les vallons secs (pris dans leur ensemble) à trois causes : 1) «*au fait que momentanément la craie fut soumise à des conditions imperméables : il est*

UFR de Géographie, Université des Sciences et Technologies de Lille, 59655 VILLENEUVE D'ASCQ CEDEX.

* Laboratoire de Géomorphologie et Gestion des Milieux Naturels EA 3339, philippe.lahousse@univ-lille1.fr, guillaume.pierre@univ-lille1.fr.

** Laboratoire de Géographie des Milieux Anthropisés UMR 8141, pierre-gil.salvador@univ-lille1.fr.

possible, dit-on, que sur un sol gelé le ruissellement ait gravé à la longue de profonds sillons» ; 2) aux effets des déboisements et défrichements qui accentuent le ruissellement ; 3) enfin au niveau de la nappe : «un régime de forte pluviosité, en saturant entièrement la craie, dut suffire à accroître et à généraliser le ruissellement». L'abaissement du niveau de la nappe, reconnu dès le milieu du 19^e siècle (Demangeon, 1905) et confirmé au 20^e siècle (d'Arcy, 1969), explique par ailleurs le mode intermittent de l'écoulement, qui ne se réalise guère plus qu'à l'occasion de précipitations intenses. Pour cet auteur, au total, ces vallons et leur ravin sont partie intégrante du réseau hydrographique, et ne s'en distinguent que par leur régime hydrologique actuel.

En 1906, Gosselet étudie les «petits ravins secs, étroits, qui naissent en cul-de-sac (...) généralement situés dans un vallon». A l'inverse de Demangeon, et en leur attribuant officiellement le nom local de creuse, cet auteur distingue ces formes du reste du réseau hydrographique et explique leur origine par les «actions combinées du ravinement et de la dissolution souterraine» de la craie. Cette origine partiellement karstique est aussi évoquée par Pinchemel (1954), qui reprend la description topographique de Gosselet et y ajoute «leur terminaison aval est souvent tout aussi brutale que leur tête, la contre-pente étant associée à une béttoire».

Une recherche pluridisciplinaire sur les creuses - dans laquelle s'insère notre approche - a été entreprise sous l'égide du Groupe de Réflexion Interdisciplinaire Finalisée en Environnement (GRIFE). Dans une première approche, Colbeaux et Bracq (*in de Foucault et al.*, 1997) mettent en avant la jeunesse de ces formes, en se fondant sur la raideur de leurs versants (40° à 50° pour la creuse de Blangerval-Blangermont), «bien supérieure à la pente d'équilibre de la craie (19° à 20°)», et constatent que «leur tracé est bien souvent en baïonnette et les directions (...) homothétiques des fractures subverticales affectant la craie», sans conclure sur l'origine néotectonique de la forme. Louche, Bracq et Bonnet (*ibidem*) reprennent à nouveau l'hypothèse karstique en remarquant que les creuses sont des lieux préférés d'infiltration.

Forme banale ou forme structurale, quelque soit l'interprétation donnée aux creuses - parfois sur des critères topographiques et géomorphologiques secondaires et non systématiques - aucune étude ne s'est encore appuyée sur l'analyse des formations superficielles qui tapissent le fond de ces ravins, ni même sur le lever morphométrique précis de ces formes. C'est cette approche morphosédimentaire qui nous a permis d'aborder la question de la dynamique des creuses, et par conséquent celle de leur origine et de leur âge.

2 - DYNAMIQUE ET CHRONOLOGIE DU CREUSEMENT

2.1 - LE SITE DE LA CREUSE DES FOSSES

La Creuse des Fossés entaille un vallon court et évasé qui dénivelle d'une soixantaine de mètres le plateau picard (140 m), et se raccorde à l'Authie en rive gauche,

sur la commune d'Authieule (62 m, 50° 08' 40" N, 2° 22' 18" E) (fig. 1 et 2). La creuse en tant que telle (la partie ravinée du fond du vallon) se développe entre les points 99 m et 74 m. Sa profondeur est en moyenne de 4 m, et sa largeur oscille entre 15 et 40 m (fig. 3). Le substrat crayeux du Turonien (craie blanche), du Coniacien-Santonien (craie blanche) et du Campanien (craie phosphatée) est recouvert, sur les interfluves, de quelques placages de sables fins et glauconieux du Landénien (Delattre et Mériaux, 1974) et d'une chape limoneuse peu épaisse weichselienne (Paeppe et Sommé, 1970 ; Sommé, 1978, Antoine, 1999). Si les formations de versant constituent un ensemble relativement monotone remaniant le limon des plateaux et/ou les résidus d'argile à silex (biefs à silex *in* Dewolf, 1982 ; Quesnel, 1997), le remplissage des creuses s'avère beaucoup plus complexe, comme l'illustrent les trois profils levés dans des tranchées transversales ouvertes à la pelle mécanique là où la creuse est la plus large (fig. 3).

2.2 - LES FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET LEUR ÂGE

La creuse est remblayée par quatre types de formations qui se superposent selon des combinaisons diverses : nappes grossières, loess lités, colluvions, lentilles graveleuses à matrice plus ou moins fine. La combinaison la plus riche apparaît dans la coupe 1, à l'amont de la creuse, où se repèrent en outre deux épisodes d'érosion et deux épisodes de pédogenèse. L'analyse stratigraphique, associée à la caractérisation des paléosols et à la déter-

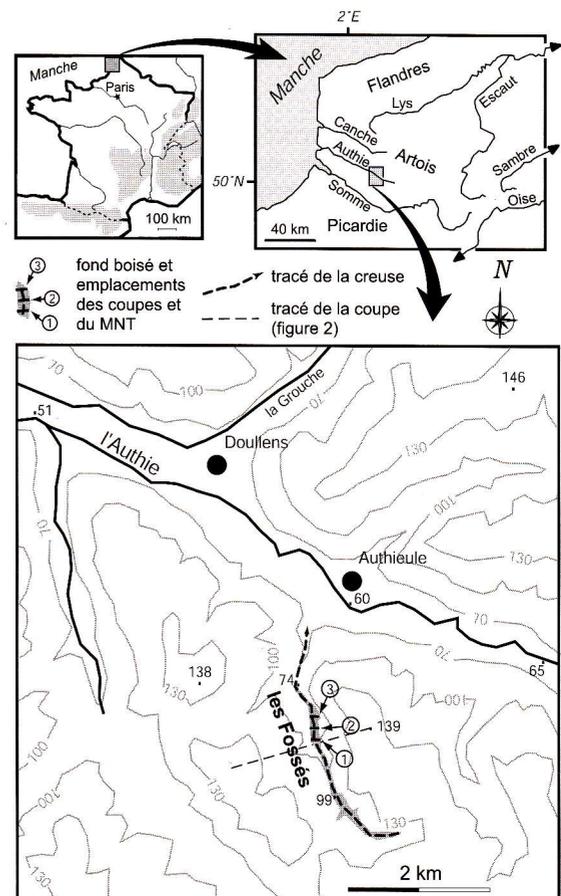


Fig. 1 : Localisation du secteur étudié.
Fig. 1 : Location of the study area.

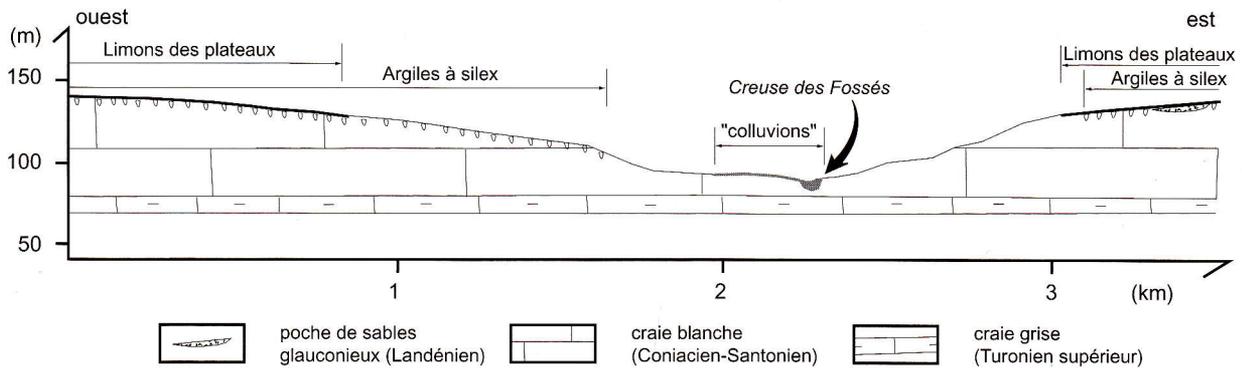


Fig. 2 : Coupe géologique à travers le vallon de la Creuse des Fossés (d'après la carte géologique à 1/50 000 ; Delattre et Mériaux, 1974).
 Fig. 2 : Geological section across the dale of the Creuse des Fossés (after the 1/50 000 geological map ; Delattre and Mériaux, 1974).

mination des vestiges archéologiques retrouvés dans ces dépôts, permet d'établir le scénario suivant.

La topographie de départ, qui tronque la craie blanche géoliffractée (fentes en coin à remplissage limoneux avec quelques gravillons de craie et de silex - fig. 3, coupe 1), correspond probablement au niveau d'érosion que l'on retrouve dans tout le nord de la France et qui marque la fin de l'Interpléniglaciaire vers 30 000 BP (Antoine *et al.*, 1998 ; Antoine, 2002). A ce moment, le vallon et le ravin existent déjà (fig. 3), et le plancher de ce dernier se situe à une altitude sensiblement équivalente à celle du plancher actuel.

La nappe de fond (N1) se met en place après 30 000 BP lors d'un premier épisode alluvial. Les éléments grossiers qui la constituent - des débris caillouteux de craie et de silex géoliffractés - sont le produit de l'érosion de type thermokarstique (Antoine *et al.*, 1998) qui affecte alors la surface du plateau et les pentes du vallon. L'absence de tri et la taille des éléments ainsi que l'épaisseur et l'ampleur du dépôt (d'un bord à l'autre de la creuse) évoquent un écoulement brutal et bref, de type torrentiel. Dans la creuse, cette séquence fossilise le niveau d'érosion décrit plus haut.

Là où elle subsiste, la nappe N1 est recouverte d'un niveau de loess lités, dont la granulométrie globale (34 % de limons, 48 % de sables) et les caractéristiques micromorphologiques (alternance de lits limoneux et de lits sableux, éch. 1 & 2, fig. 3) mettent en valeur le rôle partiel du ruissellement, ce qui n'est pas surprenant en fond de vallon. Sur le versant est, ces loess lités contiennent des lentilles sableuses et, dans la masse litée, des figures sédimentaires de ravinement traduisant encore un ruissellement (éch. 2). Dans le nord de la France et en Belgique (entre Somme et Haine), cet épisode éolien est rapporté au Pléniglaciaire supérieur entre 20 000 et 25 000 BP (Haesaerts, 1984 ; Antoine *et al.*, 1998).

Lors d'un premier épisode colluvial, des éléments grossiers pris dans une matrice limoneuse se mettent en place, recouvrant les loess lités. Cette formation n'a pas d'équivalent spécifiquement décrit dans la littérature, mais sa position et les traits pédologiques qui l'affectent permettent de la dater. Elle est postérieure à 20 000 BP et antérieure à 12 000 BP environ, c'est-à-dire au Bölling, période à laquelle commencent à se différencier des sols bruns lessivés sur loess (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995 ;

Antoine, 1997). En effet, la partie supérieure des colluvions, enrichie en argile (24,5 %) présente les caractères d'un horizon BT (éch. 3) : illuviations sous forme de remplissages argileux microlaminés et de revêtements sur les parois des vides les plus grands, imprégnations argileuses, tâches blanchâtres macroscopiques d'hydro-morphie (ce dernier trait a été décrit en Bretagne par Van Vliet-Lanoë *et al.* (1995), qui le mettent sur le compte d'une remontée de la nappe à l'Alleröd).

Suite à une incision au cours d'un deuxième épisode alluvial, le talweg retrouve son altitude antérieure puis est à nouveau comblé par une nappe grossière (N2). Le creusement peut être initié dès le Bölling, en relation avec l'amélioration climatique qui voit les versants se stabiliser et subir une pédogenèse (Antoine, 2002). La mise en place de la nappe N2, par contre, correspond nécessairement à un épisode rhéxistastique. Elle ne se différencie pas sédimentologiquement de la nappe N1, mais contient des vestiges rapportés à la période médiévale (Loridant, comm. oral.). La nappe N2 remanie donc le stock sédimentaire de la nappe N1 (qui n'est plus visible dans la partie médiane du ravin) auquel s'ajoutent quelques apports de versants. Sa mise en place finale est donc très probablement médiévale.

Si le bilan érosion-sédimentation durant l'Holocène est le même ici que dans l'ouest du Bassin parisien (Helluin *et al.*, 1991 ; Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995), cet épisode torrentiel final n'est pas nécessairement l'ultime répétition d'un même acte puisque ces auteurs parlent d'un régime de biostasie débutant au Bölling et se prolongeant jusqu'au delà de la période romaine. Il faudrait donc y voir une phase tardive et importante de déstabilisation des versants, qui occulte probablement 12 000 ans d'une histoire plus calme - répétition d'incisions de chenal unique et de formations de tourbe - décrite dans le proche bassin de la Somme, sur des organismes de rang supérieur (Antoine, 1997).

Le dernier millénaire voit deux dynamiques s'entrelacer, l'une longitudinale (troisième épisode alluvial), l'autre transversale (deuxième épisode colluvial). Les spasmes du dernier épisode alluvial, qui conditionnent largement le modelé actuel, font l'objet de la partie suivante. Dans le même temps, les versants et le fond de la creuse sont nappés de colluvions limoneuses (limons ruissellés) déposées quand les écoulements longitudinaux

s'interrompent (épisode colluvial). Les derniers apports limoneux sont très récents, puisqu'on y retrouve du fil de fer barbelé dans les premiers décimètres sous la surface. Dans le fond de la creuse, la couverture limoneuse est souvent déstructurée par la bioturbation et peu pédogénétisée (éch. 5). On retrouve au contraire sur les versants des sols cumuliques dont les caractères - liés à la superposition d'arrivages limoneux successifs - sont influencés par deux dynamiques : d'une part la proximité des labours induit des remplissages illuviaux limono-argileux (agricutanes liés aux effets de chasse) dans les tubulures d'origine biologique, ou encore la présence de revêtements humiques sombres ; d'autre part la présence de l'horizon BT imperméable sous-jacent explique les traces blanchâtres d'hydromorphie liée à la présence saisonnière d'une nappe perchée (éch. 4).

Dans les deux autres coupes, où n'apparaissent pas les loess lités, les matériaux en nappes ne peuvent être *a priori* rapportés à l'un ou l'autre des épisodes alluviaux pléniglaciaire et holocène. Toutefois, si les colluvions grossières qui recouvrent la nappe «de fond» au pied du versant ouest de la coupe 3 sont, comme dans la coupe 1, tardiglaciaires, il est alors à nouveau possible de distinguer une nappe basale pléniglaciaire N1 d'une nappe postérieure médiévale N2. Une troisième nappe grossière «de surface» N3, beaucoup moins volumineuse cependant, témoigne d'une dernière phase de déstabilisation importante et très récente des versants.

La coupe 2, du fait du resserrement de la creuse, ne présente que des matériaux grossiers et d'âge indéterminé (en dehors des limons ruisselés) traduisant une plus grande énergie de l'écoulement.

2.3 - LA DYNAMIQUE FLUVIATILE

L'analyse comparative de la litho-chronostratigraphie et du modelé de surface permet de préciser le caractère fluvial de la Creuse des Fossés. Son tracé, essentiellement rectiligne dans la partie amont du vallon, présente dans sa section médiane un dessin localement beaucoup plus sinueux qui correspond aux secteurs d'élargissement faisant l'objet de nos investigations (fig. 4). L'incision

définissant la phase de creusement historique est ainsi partiellement associée à un style fluvial méandrique (indice de sinuosité de 2). Sur le site amont (fig. 5), elle détermine en rive droite un niveau de terrasse (anté-N2) dominant d'environ 3 m le talweg actuel, et le tracé en berceau de son rebord marque le positionnement de la concavité du paléochenal. Plus en aval, les boucles des paléoméandres modèlent directement les versants et définissent la forme sinueuse de la creuse. La forte pente moyenne du talweg moderne, 1,67 % sur le tronçon d'étude et 1,57 % sur la longueur de la creuse, traduit le caractère élémentaire de cette forme dans la hiérarchie du réseau hydrographique. Le collecteur principal, l'Authie, présente sur le secteur une pente moyenne de 0,2 %.

Le fond de la creuse est colmaté par un remblaiement mixte, associant schématiquement des nappes de fond grossières et des dépôts fins limono-argileux. A l'amont (fig. 3 et 5), on observe très clairement, à partir de l'épisode alluvial 2, un gradient granulométrique décroissant vers le haut des séquences sédimentaires, la nappe grossière et continue N2 étant recouverte par une chape de limons en grande partie ruisselés depuis les versants. Cette disposition stratigraphique marque une nouvelle rupture des conditions hydrodynamiques, un peu semblable à celle qui s'était déjà produite après la mise en place de la nappe N1 (hormis l'épisode éolien) et dont les vestiges sont actuellement en position de terrasse en rive droite, et fossilisés par les colluvions récentes en rive gauche (fig. 3, coupe 1). Les deux nappes présentent des faciès sédimentaires - hétérométrie des dépôts graveleux constitués de galets de silex et de craie, faible degré d'usure des particules, fréquence des gros éléments (silex atteignant fréquemment 10-15 cm), abondance d'une matrice limono-argileuse - qui les apparentent à des dépôts liés à des écoulements puissants et sporadiques de type torrentiel. Dans le cas de la nappe N2, le contexte est celui d'un remaniement et peut-être d'une réalimentation qui remblait à nouveau les sections dilatées de la vallée. Le flux sédimentaire grossier s'interrompt ensuite brutalement et la dynamique du colmatage s'effectue alors préférentiellement depuis les versants, sous la forme d'une sédimentation limono-argileuse. Des

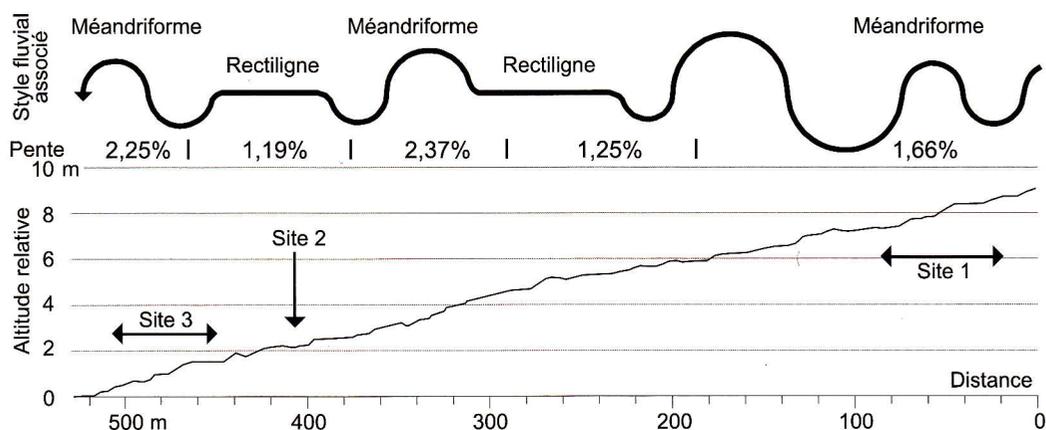


Fig. 4 : Profil en long et style fluvial associé.

Fig. 4 : Long profile and associated fluvial channel pattern (straight to meandering channel).

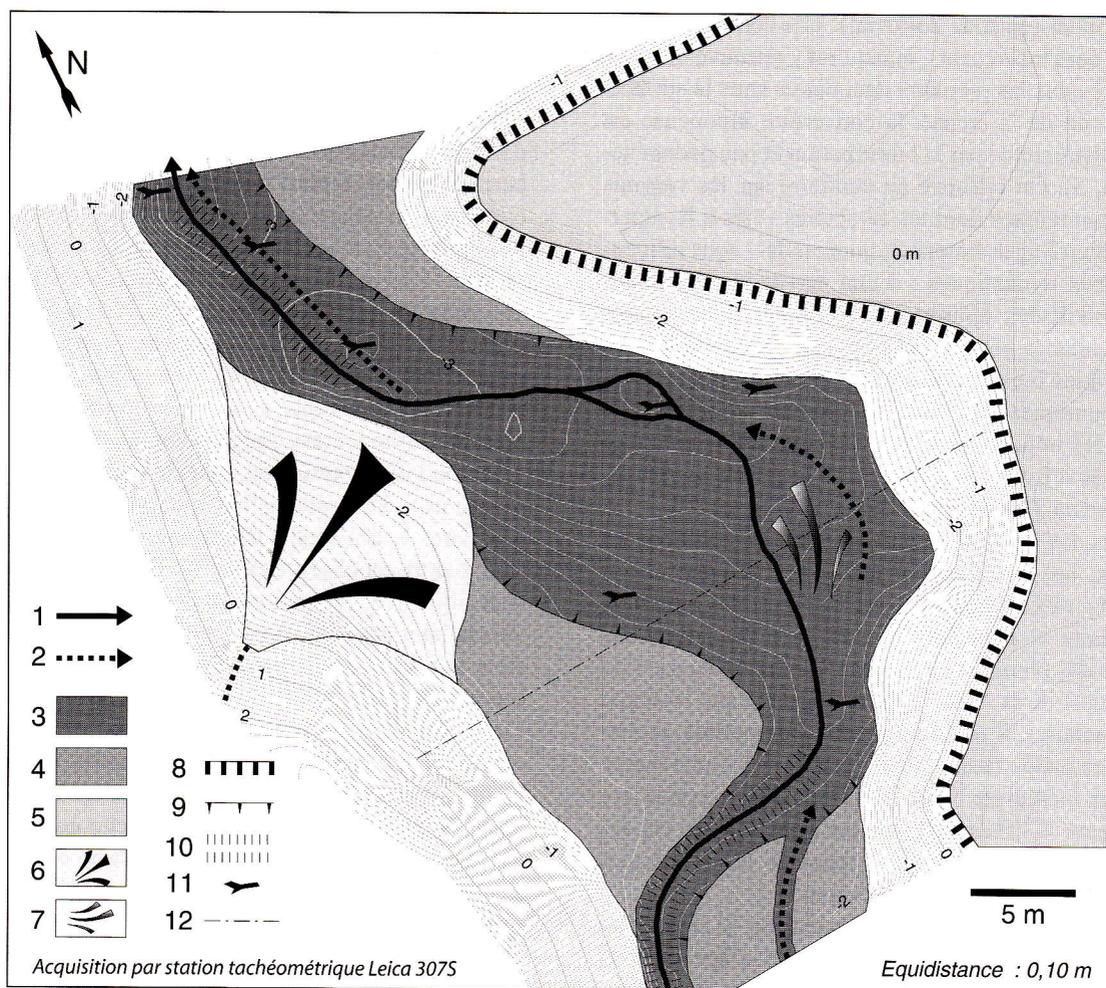


Fig. 5 : Carte géomorphologique du secteur amont (MNT). 1 : chenal principal à écoulement intermittent ; 2 : chenal secondaire ; 3 : alluvions récentes ; 4 : alluvions subrécentes ; 5 : alluvions anciennes ; 6 : cône de déjection ; 7 : cône alluvial ; 8 : rebord de terrasse (3 m) ; 9 : rebord de terrasse (0,20-0,50 m) ; 10 : incision (0,20-0,30 m) ; 11 : embâcle ; 12 : axe de la coupe 1 (fig. 3).

Fig. 5 : Geomorphological map of the upper area. 1 : main channel with intermittent runoff ; 2 : minor channel ; 3 : recent fluvial deposits ; 4 : intermediate fluvial deposits ; 5 : former fluvial deposits ; 6 : lateral alluvial fan ; 7 : alluvial fan ; 8 : terrace scarp (3 m) ; 9 : terrace scarp (0,20-0,50 m) ; 10 : recent incision (0,20-0,30 m) ; 11 : woody debris jam ; 12 : location of the cross section 1 (fig. 3).

lentilles sableuses à graveleuses s'y intercalent, traduisant des écoulements épisodiques et divagants dans le fond de la creuse. Ces écoulements restent suffisamment médiocres et rares pour ne pas parvenir à évacuer les formations fines ruisselées des versants. Les formes actuelles s'ouvrent ainsi quasi-exclusivement dans les formations limoneuses supérieures et déterminent, à l'échelle du site, deux petites séquences d'incision isolant un niveau de basses terrasses (0,20 à 0,50 m, fig. 5) et encore plus récemment l'enfoncement localisé du chenal principal.

La géométrie des formations sédimentaires sur le site aval (fig. 3, coupe 3) est sensiblement différente. Cette fois la nappe N2 est en partie démantelée par plusieurs paléochenaux (entre 6 et 10 m ; 21-23 m) et les lentilles graveleuses, signe tangible des écoulements concentrés, sont beaucoup plus abondantes. Une nappe grossière superficielle (N3) peut même être observée entre 17 et 24 m. La présence d'un secteur rectiligne étroit juste en amont du site (fig. 3, coupe 2) peut justifier une concentration plus importante des flux et par conséquent une puissance accrue des écoulements sur ce site. En conséquence, la dichotomie nappe de fond-limons ruisselés, bien que visible, y est moins marquée, du fait des con-

ditions locales de l'écoulement. Cette concentration plus efficace des flux hydriques explique également leur chenalisation actuelle et l'isolement en terrasse de la quasi-totalité des accumulations sédimentaires.

La dynamique fluviale actuelle traduit la faiblesse et l'irrégularité des écoulements. Le chenal principal n'est pas toujours bien défini, en particulier dans les secteurs rectilignes étroits totalement commandés par les apports limoneux abondants délivrés par les versants. Un faible transit sédimentaire est attesté par la présence de plages de dépôts superficiels (granules de craie centimétriques) occupant la bordure des bancs de convexité des sinuosités. De nombreux petits embâcles de branchages jalonnent également le chenal principal et ses abords. Ils témoignent des flux actuels qui se forment à l'occasion d'averses pluvieuses particulièrement marquées. Le caractère épisodique des écoulements ne nous a pas permis d'en évaluer la continuité sur la longueur du talweg, lors des épisodes pluvieux. Il apparaît néanmoins que les apports latéraux des ravines affluentes contribuent fortement, peut-être en totalité, à cette alimentation, et pourrait justifier d'un fonctionnement sectorisé de la creuse (fig. 5). La pente actuelle du talweg traduit dans ses variations

la succession des styles fluviaux (fig. 4). Elle est de l'ordre de 1,19 à 1,25 % dans les secteurs rectilignes pour atteindre 1,66 % à 2,37 % dans les secteurs à méandres. On notera d'ailleurs une pente plus forte sur le site aval (2,25 %) par rapport au site amont (1,66 %) qui traduit cette plus grande puissance des flux hydriques. A l'inverse, la pente peut localement s'annuler, voire s'inverser, du fait des apports latéraux et de l'intermittence des écoulements.

3 - CONCLUSION : LA CREUSE, FORME SPÉCIFIQUE OU SIMPLE VALLON DE 1^{ER} ORDRE ?

La Creuse des Fossés ne montre pas de différences essentielles avec les vallons de même ampleur décrits dans l'ouest du Bassin parisien, sur substrat sédimentaire (Larue *et al.*, 1996) ou cristallin (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995). Il s'agit d'une forme fondamentalement fluviale dans laquelle s'interstratifient dépôts alluviaux et colluviaux. Cette association de faciès est à mettre sur le compte de la taille réduite du bassin versant, de son altitude relative élevée par rapport au niveau moyen de la nappe phréatique, et de la nature perméable du substrat. En effet, ces trois facteurs contribuent à limiter dans le temps les écoulements concentrés (qui restent néanmoins potentiellement violents), et permettent donc la conservation d'une bonne part des colluvions. La forme générale du vallon est acquise avant le Pléniglaciaire supérieur, et le ravin qui l'entaille en son centre est le résultat d'écoulements se produisant dans au moins deux ambiances bioclimatiques différentes : périglaciaire pour l'épisode 1 (base du Pléniglaciaire supérieur), tempérée pour l'épisode 2 (tardi- et postglaciaire), avec influence anthropique pour le remblaiement d'époque médiévale. Dans le proche bassin de la Somme, l'anthropisation du milieu naturel s'est d'ailleurs manifestée plus tôt encore par l'arrêt de l'extension des tourbes dès 6000 et 5500 BP, phénomène attribué à une déforestation des versants au Néolithique (Constantin, 1989). En ce qui concerne la Creuse des Fossés, son fonctionnement torrentiel épisodique explique de toute façon l'absence totale de tourbes, qu'elles soient pré-atlantiques ou atlantiques comme dans les vallons de l'ouest du Bassin parisien (de 3690 ± 100 BP à 670 ± 40 BP, Larue *et al.*, 1996).

Pour la période historique, il faut rappeler que si l'ablation mécanique en milieu tempéré et en conditions naturelles est faible - 300 kg/ha/an en forêt au Luxembourg (Lhénaff, 1986), il n'en va pas de même en région de labours où elle atteint 35 t/ha/an (exemple du Nord-Pas-de-Calais ; Masson, 1987). Ces chiffres expliquent les disparités régionales du bilan érosion-sédimentation - l'ouest de la France bénéficiant d'une colonisation agricole tardive et d'un paysage de bocage (Van Vliet-Lanoë *et al.*, 1995) - et donc l'importance du remplissage colluvial récent de la Creuse des Fossés. Enfin, l'écoulement concentré des derniers siècles a déterminé à plusieurs reprises la présence d'un chenal marqué, là où les conditions hydrodynamiques s'y prêtent (c'est-à-dire dans la partie aval, coupe 3).

Il n'est donc pas nécessaire d'invoquer des processus spécifiques liés aux écoulements karstiques - dont nous n'avons trouvé aucun témoignage à Authieule - pour expliquer la genèse de la Creuse des Fossés (Gosselet, 1906 ; Pinchemel, 1954 ; de Foucault *et al.*, 1997) : l'incision est acquise dès 30 000 BP, dans des conditions froides et en présence d'un pergélisol incompatible avec un drainage profond (comme Demangeon, dès 1905, en avait eu l'intuition). Le creusement postglaciaire ne fait que retrouver ce niveau d'érosion (à défaut de l'exhumer). Enfin, la dynamique (chenal à méandres) des derniers siècles, entretient la raideur des versants, ce qui traduit plus la fonctionnalité de la forme que sa jeunesse.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient le Groupe de Réflexion Interdisciplinaire Finalisée en Environnement (GRIFE) pour son aide financière, Pierre Antoine (CNRS, Meudon) pour son aide précieuse dans l'interprétation des coupes et sa relecture critique du manuscrit, ainsi que Frédéric Loridant (Service archéologique départemental) pour l'identification du matériel archéologique.

RÉFÉRENCES

- ANTOINE, P., 1997 - Modification des systèmes fluviaux à la transition Pléniglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme. *Géographie Physique et Quaternaire*, 51, 1, 93-106.
- ANTOINE, P. *et al.*, 1998 - Les formations quaternaires de la France du nord-ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, 9, (3), 227-241.
- ANTOINE, P., 1999 - « Extension des loess et sables éoliens à 18 ± 2 Ka en France », in : *La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques, variabilités naturelles des environnements*. INQUA et ANDRA (éds). Carte à 1/1 000 000 et notice explicative, 22-26.
- ANTOINE, P., 2002 - Les loess en France et dans le Nord-Ouest européen. *Revue française de Géotechnique*, 99, 3-21.
- CONSTANTIN, C., 1989 - Néolithique ancien et moyen dans le Nord de la France. In J.P. Mohen (éd.), *Le temps de la préhistoire*. Société Préhistorique française. *Archeologia*, 371-373.
- D'ARCY, D., 1969 - *Contribution à l'étude hydrogéologique du bassin de l'Authie*. Thèse 3^e cycle, Paris.
- DELATTRE, C. et MÉRIAUX, E., 1974 - *Carte géologique à 1/50 000, feuille de Doullens*. BRGM, Orléans.
- DEMANGEON, A., 1905 - *La Picardie et les régions voisines, Artois, Cambrésis, Beauvaisis*. Colin, 496 p.
- DEWOLF, Y., 1982 - *Le contact Ile-de-France Basse Normandie : évolution géodynamique*. Mémoires et Documents de Géographie, CNRS, Paris, 253 p.
- DE FOUCAULT, B., COLBEAUX, J.P., BONNET, T., BRACQ, P., COURTECUISSÉ, R., DEBUYSER, M., DOUAY, F., FOURRIER, H. et LOUCHE, B., 1997 - Les creuses de la région Nord/Pas-de-Calais : premiers résultats d'études multicritères. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 5, 385-394.
- GOSSELET, J., 1906 - Observations sur les creuses de l'Artois et de la Picardie, et réflexion sur l'importance de la dissolution souterraine de la craie. *Annales de la Société Géologique du Nord*, XXXV, 237-243.
- HAESAERTS, P., 1984 - Les formations fluviales pléistocènes du bassin de la Haine (Belgique). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*. 1-3, 19-26.

- HELLUIN, M., PELLERIN, J., CLET, M. et PILET-LEMIÈRE, J., 1991** - Anthropisation et remblaiement de vallons de premier ordre dans la région de Fougères (Ille-et-Vilaine). *Physiogéo*, **22-23**, 143-148.
- LARUE, J.P., LEROYER, C. et MAHOUE, J.P., 1996** - Les remblaiements de fond de vallons : l'exemple de Royeau dans le bassin de la Sarthe, à l'ouest du Bassin Parisien (France). *Géomorphologie*, **4**, 69-88.
- LHÉNAFF, R., 1986** - Le système morphogénique des milieux tempérés humides. *Hommes et Terres du Nord*, **4**, 241-253.
- MASSON, F.X., 1987** - L'érosion des terres agricoles de la région Nord-Pas-de-Calais. *Hommes et Terres du Nord*, **3**, 139-145.
- PAEPE, R. et SOMMÉ, J., 1970** - Les loess et la stratigraphie du Pléistocène récent dans le Nord de la France et en Belgique. *Annales de la Société Géologique du Nord*, **XC**, **4**, 191-201.
- PINCHEMEL, P., 1954** - *Les plaines de craie du NW du Bassin parisien et du SE du Bassin de Londres et leurs bordures*. Colin, Paris.
- QUESNEL, F., 1997** - *Cartographie numérique en géologie de surface : application aux altérites à silex de l'Ouest du bassin de Paris*. Thèse, Rouen, 256 p.
- SOMMÉ, J., 1978** - Formations superficielles, Quaternaire et géomorphologie. Les données de la région du nord de la France. *Hommes et Terres du Nord*, **2**, 5-18.
- VAN VLIET-LANOË, B., PELLERIN, J. et HELLUIN, M., 1995** - Morphogenèse-pédogenèse : les héritages du dernier cycle glaciaire en forêt de Fougères (Ille-et-Vilaine, France). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **39**, **4**, 489-510.