



**HAL**  
open science

# Analyse de sensibilité aux forçages anthropo-climatiques des paysages protohistoriques et antiques du plateau volcanique de Corent (Auvergne) et de ses marges par une approche géoarchéologique pluri-indicateurs

Alfredo Mayoral

## ► To cite this version:

Alfredo Mayoral. Analyse de sensibilité aux forçages anthropo-climatiques des paysages protohistoriques et antiques du plateau volcanique de Corent (Auvergne) et de ses marges par une approche géoarchéologique pluri-indicateurs. Géographie. Université Clermont Auvergne [2017-2020], 2018. Français. NNT : 2018CLFAL005 . tel-01864032v2

**HAL Id: tel-01864032**

**<https://hal.science/tel-01864032v2>**

Submitted on 6 Dec 2018

**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.

Université Clermont Auvergne - Clermont-Ferrand  
UFR Lettres Culture et Sciences Humaines  
Ecole doctorale Lettres, Sciences Humaines et Sociales

GEOLAB UMR 6042 - CNRS  
Laboratoire de Géographie Physique et Environnementale

*Thèse présentée en vue de l'obtention du doctorat de l'Université Clermont Auvergne  
Spécialité: Géographie*

**Analyse de sensibilité aux forçages anthropo-climatiques des paysages protohistoriques  
et antiques du plateau volcanique de Corent (Auvergne) et de ses marges  
par une approche géoarchéologique pluri-indicateurs**

**Présentée et soutenue par Alfredo MAYORAL  
sous la direction de Jean-Luc PEIRY et Jean-François BERGER**

*Soutenance publique le 5 juillet 2018*

Nathalie CARCAUD  
Laurent LESPEZ  
Marie-Françoise ANDRÉ  
Dominik FAUST  
Jean-François BERGER  
Jean-Luc PEIRY

Professeur, Agrocampus Ouest Angers; UMR 6590 ESO (rapporteur)  
Professeur, Université de Paris-Est Créteil; UMR 8591 LGP (rapporteur)  
Professeur émérite, Université Clermont Auvergne; UMR 6042 GEOLAB (examinateur)  
Professeur, Université Technique de Dresde, Institut de Géographie (examinateur)  
Directeur de Recherche CNRS; EVS-IRG, Université Lyon 2 (co-directeur)  
Professeur, Université Clermont Auvergne; DR CNRS en détachement, UMI 3189, Dakar (directeur)







Université Clermont Auvergne - Clermont-Ferrand  
UFR Lettres Culture et Sciences Humaines  
Ecole doctorale Lettres, Sciences Humaines et Sociales

GEOLAB UMR 6042 - CNRS  
Laboratoire de Géographie Physique et Environnementale

*Thèse présentée en vue de l'obtention du doctorat de l'Université Clermont Auvergne  
Spécialité: Géographie*

**Analyse de sensibilité aux forçages anthropo-climatiques des paysages protohistoriques  
et antiques du plateau volcanique de Corent (Auvergne) et de ses marges  
par une approche géoarchéologique pluri-indicateurs**

**Présentée et soutenue par Alfredo MAYORAL  
sous la direction de Jean-Luc PEIRY et Jean-François BERGER**

*Soutenance publique le 5 juillet 2018*

Nathalie CARCAUD  
Laurent LESPEZ  
Marie-Françoise ANDRÉ  
Dominik FAUST  
Jean-François BERGER  
Jean-Luc PEIRY

Professeur, Agrocampus Ouest Angers; UMR 6590 ESO (rapporteur)  
Professeur, Université de Paris-Est Créteil; UMR 8591 LGP (rapporteur)  
Professeur émérite, Université Clermont Auvergne; UMR 6042 GEOLAB (examinateur)  
Professeur, Université Technique de Dresde, Institut de Géographie (examinateur)  
Directeur de Recherche CNRS; EVS-IRG, Université Lyon 2 (co-directeur)  
Professeur, Université Clermont Auvergne; DR CNRS en détachement, UMI 3189, Dakar (directeur)





“Et pourtant, [...] le monde est bien savant ! Quel gros livre, monsieur Cyrus, on ferait avec tout ce qu’on sait !- Et quel plus gros livre encore avec tout ce qu’on ne sait pas, répondit Cyrus Smith.”

Jules Verne, *L’île Mystérieuse*.

“Felix qui potuit rerum cognoscere causas” (Heureux qui a pu pénétrer la raison des choses)

Virgile, *Les Géorgiques*

“Ciencia es todo aquello sobre lo cual siempre cabe discusión”

José Ortega y Gasset

**MAYORAL Alfredo, 2018.** *Analyse de sensibilité aux forçages anthropo-climatiques des paysages protohistoriques et antiques du plateau volcanique de Corent (Auvergne) et de ses marges par une approche géoarchéologique pluri-indicateurs.* Thèse de doctorat en géographie, Université Clermont Auvergne, Clermont-Ferrand, 372 p.



## Ithaque

Quand tu partiras pour Ithaque, souhaite que le chemin soit long, riche en péripéties et en expériences. Ne crains ni les Lestrygons, ni les Cyclopes, ni la colère de Neptune. Tu ne verras rien de pareil sur ta route si tes pensées restent hautes, si ton corps et ton âme ne se laissent effleurer que par des émotions sans bassesse. Tu ne rencontreras ni les Lestrygons, ni les Cyclopes, ni le farouche Neptune, si tu ne les portes pas en toi-même, si ton cœur ne les dresse pas devant toi.

Souhaite que le chemin soit long, que nombreux soient les matins d'été, où (avec quelles délices!) tu pénétreras dans des ports vus pour la première fois. Fais escale à des comptoirs phéniciens, et acquiers de belles marchandises : nacre et corail, ambre et ébène, et mille sortes d'entêtants parfums. Acquiers le plus possible de ces entêtants parfums. Visite de nombreuses cités égyptiennes, et instruis-toi avidement auprès de leurs sages.

Garde sans cesse Ithaque présente dans ton esprit. Ton but final est d'y parvenir, mais n'écourte pas ton voyage : mieux vaut qu'il dure de longues années et que tu abordes enfin dans ton île aux jours de ta vieillesse, riche de tout ce que tu as gagné en chemin, sans attendre qu'Ithaque t'enrichisse.

Ithaque t'a donné le beau voyage : sans elle, tu ne te serais pas mis en route. Elle n'a plus rien à te donner. Si tu la trouves pauvre, Ithaque ne t'a pas trompé. Sage comme tu l'es devenu à la suite de tant d'expériences, tu as enfin compris ce que signifient les Ithaques.

Konstantinos Kavafis, 1911.

Traduction en prose de Marguerite Yourcenar





# RÉSUMÉ

---

Ce travail de recherche a mis en œuvre une approche géoarchéologique multi-indicateurs pour analyser les impacts et les forçages anthropo-climatiques des paysages du plateau de Corent et de ses marges de la fin du Néolithique à la période romaine. Une cartographie géomorphologique détaillée du secteur d'étude a été réalisée en s'appuyant sur l'analyse de données LiDAR et la prospection de terrain. Deux secteurs ont été sélectionnés pour conduire des prospections géoarchéologiques approfondies : i) le Lac du Puy, un petit bassin à proximité immédiate du site archéologique sur le plateau volcanique de Corent, et ii) la Narse de la Sauvetat, un grand bassin hydromorphe dans la basse-plaine marno-calcaire située au pied du versant sud-ouest du plateau.

Des sondages géoarchéologiques ont été réalisés dans la cuvette du Lac du Puy, conduisant à la découverte d'une batterie d'un millier de silos de stockage du premier âge du Fer. Les résultats de cette campagne de terrain ont également permis de reconstruire le cadre chrono-stratigraphique et les grands traits de l'évolution hydro-morpho-sédimentaire et pédologique de la cuvette. L'analyse géoarchéologique multi-proxys de plusieurs carottes sédimentaires a fourni davantage de précisions sur l'évolution environnementale du Lac du Puy. L'impact anthropique y est nettement perceptible au long de cinq millénaires et apparaît depuis le Néolithique comme le principal facteur de contrôle de l'évolution paléoenvironnementale du bassin jusqu'à son anthropisation complète.

En contrebas de ce site de plateau, dans le bassin de la Narse de la Sauvetat, l'étude géomorphologique a révélé que la cuvette hydromorphe dérive de la fermeture par un glissement de terrain d'une paléo-vallée qui était située au pied du versant sud-ouest du puy de Corent. Cet événement s'est probablement produit au début du Subboréal. Les grandes phases de l'évolution de la cuvette ont pu être reconstruites, d'un fonctionnement alluvial au Pléistocène Supérieur jusqu'à des dynamiques hydromorphes et palustres, sous l'effet du contrôle aval exercé par le barrage de la vallée à partir du Néolithique Final, mettant en évidence le fort potentiel paléoenvironnemental de la cuvette. L'analyse géoarchéologique multi-proxys de trois carottes sédimentaires, combinée aux résultats d'analyses malacologiques externes à cette thèse, a permis de retracer l'évolution environnementale de l'ensemble de la partie basse de la cuvette hydromorphe entre le Néolithique Final et le début du Moyen-âge.

Les résultats obtenus dans le Lac du Puy et la Narse de la Sauvetat ont été intégrés dans le système morpho-sédimentaire plus large de l'ensemble du plateau et de ses marges entre 3000 BC et 0 AD, puis mis en perspective géographique et temporelle à l'échelle de l'Europe occidentale nord-alpine. L'évolution du système socio-environnemental de Corent et de Limagne méridionale au premier millénaire BC a été analysée en détail, en discutant le rôle des phénomènes de proto-urbanisation dans le forçage des systèmes morpho-sédimentaires qui marque l'entrée dans l'anthropocène.

**MOTS-CLÉS : Géoarchéologie ; Géomorphologie ; Paléoenvironnement ; Limagne ; Holocène ; Proto-urbanisation ; Impact anthropique**



# ABSTRACT

---

This thesis presents the results of a multi-proxy geoarchaeological study of how anthropogenic forces and climate have shaped the evolution of the landscapes of the plateau of Corent (Auvergne, France) from the Neolithic to Roman period. A detailed geomorphological map of the study area was constructed based on LiDAR data and fieldwork. Two areas were selected for geoarchaeological analysis: i) the *Lac du Puy*, a small pond located within the archaeological site of the plateau of Corent, and ii) *la Narse de la Sauvetat*, a larger hydromorphic basin in the calcareous lowlands, at the foot of the southwestern slopes of the plateau.

Geoarchaeological survey in the Lac du Puy revealed an expansive group of over one thousand storage pits, dating from the Hallstatt period. The results of fieldwork permitted the construction of a chrono-stratigraphic framework and allowed a reconstruction of the main phases of the hydro-morpho-sedimentary and pedological evolution of the basin. Multi-proxy geoarchaeological analysis of sedimentary cores provided additional information concerning palaeoenvironmental evolution of the Lac du Puy. Anthropogenic impact is clearly discernable throughout five millennia starting in the Neolithic, and is identified as the main driver of the palaeoenvironmental evolution of the basin until its final destruction by human activity.

In the lowlands, geomorphological analysis of la Narse de la Sauvetat revealed that the hydromorphic basin is the result of the closure of a palaeovalley by a massive landslide issuing from the southwestern slopes of the Puy de Corent. Geomorphological and stratigraphic evidence indicates that the isolation of the basin likely occurred at the beginning of the Subboreal. Lithostratigraphic analysis was used to reconstruct the main phases of the evolution of the basin from its initial alluvial phase in the late Pleistocene, through to its hydromorphic and palustrine dynamics from the late Neolithic, highlighting the strong palaeoenvironmental potential of its sedimentary record. Multi-proxy geoarchaeological analysis of three sedimentary cores from the basin, combined with results of external malacological analysis, allowed a reconstruction of the palaeoenvironmental evolution of the basin from the late Neolithic to the early Middle Ages.

Results obtained from the Lac du Puy and La Narse de la Sauvetat were integrated into the broader morpho-sedimentary system of the plateau and its margins for the period between 3000 BC and 1 AD. The geographic and temporal perspective was then further enlarged through comparison with temperate Western Europe data. The evolution of the socio-environmental system of Corent and southern Limagne was analysed in detail for the first millennium BC. Finally the role of proto-urbanization processes in the forcing of morpho-sedimentary systems is examined, marking their entry into the anthropocene.

**KEYWORDS : Geoarchaeology ; Geomorphology ; Palaeoenvironment ; Limagne ; Holocene ; Proto-urbanization ; Anthropogenic impact**



# REMERCIEMENTS-AGRADECIMIENTOS

---

Arrivé à bon port après une traversée périlleuse, le moment est venu de consacrer quelques mots à tous ceux et celles qui l'ont rendue possible. Ce travail doit beaucoup à de nombreuses personnes qui ont fait partie de mon périple de thèse qui a débuté il y a maintenant plus de quatre ans. Elles méritent toutes mes remerciements chaleureux et mon affection sincère que je vais essayer de condenser en ces quelques lignes, tout en espérant que si par mégarde j'en oubliais quelques unes, elles sauront me pardonner.

Je dois un premier remerciement à Jean-Luc Peiry et Jean-François Berger, qui ont exemplairement assumé la tâche difficile de la direction et du pilotage du navire sans que les kilomètres importent, tout en me laissant une liberté totale de décision et d'exécution. Je garderai précieusement les nombreuses leçons scientifiques et humaines qu'ils m'ont apprises, ainsi que des savoirs plus pratiques et proches du terrain tels que le changement d'un pneu ou la conduite d'un camion chargé sur un chemin boueux.

Un deuxième remerciement et pas des moindres revient à Yannick Miras, qui a conçu et tenu la barre du programme AYPONA contre vents et marées en compagnie de Franck Vautier. Outre son dynamisme et sa capacité à insuffler de l'énergie autour de lui, je lui dois aussi son soutien permanent, son engagement professionnel et personnel, sa disponibilité totale et ses conseils judicieux que j'ai très souvent sollicité au long de ma thèse.

Je souhaite aussi remercier les rapporteurs, Nathalie Carcaud et Laurent Lespez, pour avoir accepté d'évaluer ce travail, ainsi que Marie-Françoise André et Dominik Faust pour intégrer le jury.

De manière plus prosaïque, c'est aussi le moment d'exprimer ma reconnaissance envers tous les organismes qui ont participé d'une manière ou d'une autre au financement de ma thèse : le Conseil Régional d'Auvergne, l'Université Lyon 2, la Maison des Sciences de l'Homme de Clermont-Ferrand, le Ministère de la Culture.

Il y a ensuite tout l'équipage. Un grand merci à tous les membres de Geolab, qui ont été de formidables compagnons de voyage. Tout d'abord les différentes équipes de direction que j'ai connues, qui partagent le fait de soutenir sans faille ses doctorants et de se consacrer au laboratoire. Ma reconnaissance particulière à toute l'équipe technique, qui ont tous assuré un rôle essentiel que ce soit en m'accompagnant sur le terrain, en laboratoire, au niveau informatique ou administratif : merci Aude, Olivier, Alexandre, Elisabeth, Erwan, Estelle et Chantal.

Un grand merci aussi pour tous les membres de l'équipe Paléo qui m'ont souvent donné leur avis et leurs conseils (Ana, Manon, Gérard, Morgane, Jean-Pierre, Emmanuelle, Alexandre, et tous les autres), ainsi que pour tous les membres des autres équipes avec lesquels on a partagé une formidable vie de labo, et de très bon moments devant une bière à la fin de la journée.

Ces remerciements ne seraient pas complets si je n'adressais pas un grand merci à tous les collègues doctorants, post-docs et masterants avec lesquels j'ai partagé les locaux, mais aussi les douleurs et

les plaisirs de la recherche et dont certains sont aujourd'hui partis pour des contrées lointaines : Audrey, Bori, Paul-edgard, Adrien, Loïc, Ana, Vincent, Arthur, Coline, Virginia... vous êtes trop nombreux pour tous vous citer ici, mais l'expérience n'aurait pas été la même sans vous.

Je voudrais aussi remercier le personnel de l'école doctorale LSHS, ainsi que de la MSH, tout spécialement les membres de la plate-forme Intespace et tous ceux qui y ont un jour travaillé (Franck, Bertrand, Paul Ledger, François-Xavier et Gaspard), et également Didier pour son soutien informatique toujours compétent.

Il y a aussi tous ceux qui m'ont assisté de manière désintéressée lors de mes escales dans d'autres laboratoires : je pense au personnel d'OMEAA à Lyon, et tout particulièrement à Adrien Barra, ainsi qu'à Anne-Lise Develle et Fayçal Soufi à Chambéry, dont l'aide scientifique et technique a été cruciale pour cette thèse. Mais il y a également les géologues du LMV, toujours accueillants, et spécialement Pierre Boivin dont les conseils et les pistes ont toujours été précieux. Ma reconnaissance également à Salomé Granai, qui a assuré gracieusement l'étude malacologique de mes échantillons et a patiemment répondu à toutes mes questions : j'espère bientôt te rendre le service avec une belle publication. Ma gratitude aussi envers l'équipe de fouille de Corent, l'association Luern, et les collègues archéologues avec lesquels le dialogue a été serein et fructueux : Bruno Depreux et Florian Couderc méritent ici une mention spéciale.

De manière générale, j'exprime ma reconnaissance et ma gratitude envers tous ceux qui ont pu m'aider à un moment ou à un autre de mes péripéties de thèse : un conseil, un verre, un soutien, un encouragement, une discussion scientifique ou un bavardage informel, vous avez tous collaboré et fait partie de cette aventure et je ne vous oublierai pas, cette thèse vous est dédiée.

À l'Auvergne, terre accueillante, verte et riche en histoire, en volcans et en fromages, je consacre de précieux souvenirs, mais mon cœur reste de l'autre côté des Pyrénées...

*Deseo dedicar esta tesis a todas las personas que me han brindado su ayuda en uno u otro momento de mis peripecias doctorales, pero reservo para algunas de ellas una dedicatoria y un agradecimiento especiales:*

*A Concha, Carlos y Juan Antonio, que desde el departamento de Geografía de la UAM me enseñaron, me inspiraron y me dieron alas, mi amistad y mi más sincero agradecimiento. No olvido mis primeros pasos como geógrafo por la Meseta, espero poder devolveros algún día aunque sea una parte de lo que me habéis dado ya que sin vosotros no estaría hoy escribiendo esto.*

*A mis padres, sin los cuales hoy tampoco estaría aquí y que me lo han dado todo sin esperar nada a cambio; a mi familia y amigos. Pienso en todos vosotros a pesar de este trabajo de ermitaño, obsesivo y solitario, que se apodera de ti, te devora y no deja más que resquicios para lo demás.*

*A Edgar, Morgan y Logan, por su compañía silenciosa durante los largos meses de redacción.*

*Por último, pero sin duda la más importante, a Laura, que ha sufrido casi tanto como yo alumbrando este trabajo, que ha soportado mis humores y mi ausencia, y me ha dado su paciencia y su apoyo incondicional. Mi eterno agradecimiento por acompañarme en esta travesía no siempre fácil, durante la cual has sido mi brújula: hoy cierro una etapa, pero no me cabe duda que nuevos horizontes nos esperan.*

# SOMMAIRE

---

<b>Introduction Générale</b>	<b>p. 17</b>
<b>Chapitre I – État de l’Art</b>	<b>p. 27</b>
<b>Chapitre II [article publié]</b> The Highest Gradient Model: A New Method for Analytical Assessment of the Efficiency of LiDAR-Derived Visualization Techniques for Landform Detection and Mapping	<b>p. 51</b>
<b>Chapitre III</b> Cartographie géomorphologique et analyse de potentiel géoarchéologique du Puy de Corent et de ses marges	<b>p. 77</b>
<b>Chapitre IV [article sous presse]</b> Geoarchaeology and chronostratigraphy of the Lac du Puy intraurban protohistoric wetland, Corent, France	<b>p. 121</b>
<b>Chapitre V</b> Analyses géoarchéologiques multi-proxy de la séquence pédosédimentaire du Lac du Puy de Corent	<b>p. 141</b>
<b>Chapitre VI [article soumis]</b> Origin and geomorphological evolution of the landslide-dammed basin of la Narse de la Sauvetat (Massif Central, France)	<b>p. 179</b>
<b>Chapitre VII</b> Analyses géoarchéologiques multi-proxy des archives pédosédimentaires de La Narse de la Sauvetat	<b>p. 213</b>
<b>Chapitre VIII – Discussion Générale</b>	<b>p. 259</b>
<b>Synthèse et Conclusion Générale</b>	<b>p. 287</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>p. 295</b>
<b>Annexes</b>	<b>p. 333</b>
<b>Tables de Référence</b>	<b>p. 347</b>







# INTRODUCTION GÉNÉRALE





# INTRODUCTION GENERALE

---

## 1- Cadre thématique et conceptuel : la géoarchéologie à l'heure de l'anthropocène

Ce manuscrit présente un travail doctoral qui étudie les interactions entre les sociétés de la Protohistoire à l'Antiquité et leurs environnements respectifs au moyen d'une approche géoarchéologique.

L'approche géoarchéologique était déjà exercée *de facto* par les naturalistes et les premiers préhistoriens depuis le XIX<sup>e</sup> siècle (Beach, Dunning, & Doyle, 2008 ; Gilbert et al., 2017). A l'origine, cette géoarchéologie, majoritairement pratiquée par des géologues quaternaristes ou des préhistoriens, se concentrait principalement sur les représentants les plus anciens de la lignée humaine et développait rarement une optique sociétale. Dans le courant des années 70 sous l'influence de nouvelles écoles d'archéologie et de géographie (courant de la *New Geography* et de la *New Archaeology*), cet ensemble de pratiques et méthodes encore peu ou pas théorisé en tant que discipline s'est ouvert à des périodes plus récentes tel l'Holocène, et à l'étude de la relation homme-milieu (Berger, Brochier, & Bravard, 1999 ; Fouache, 2005). Cette nouvelle géoarchéologie puise ses sources méthodologiques et conceptuelles dans la géographie, l'écologie et l'archéologie. Elle se caractérise par une approche systémique et multi-scalaire tant au niveau spatial que temporel pour identifier et analyser les interactions entre l'homme et le milieu physique dans lequel il évolue (Butzer, 1982; Huckleberry, 2000; French, 2003; Berger et al., 2007). Cette « géoarchéologie environnementale » a poursuivi son développement jusqu'à aujourd'hui de manière inégale sous l'influence de différentes écoles, notamment les écoles anglo-saxonnes ou françaises (Berger, Brochier, & Bravard, 1999 ; Carcaud & Arnaud-Fassetta, 2014). Elle est aujourd'hui pratiquée principalement par des géomorphologues, des paléoenvironmentalistes, ou encore par des paléopédologues dans le cadre d'approches multidisciplinaires qui s'appuient sur des nouvelles techniques comme la géochimie ou la micromorphologie (Goldberg & Macphail, 2006 ; Berger, 2006 ; Schwartz, 2012).

En parallèle de cette géoarchéologie environnementale, une pratique spécifique intra-site archéologique s'est également développée (Courty, Goldberg, & MacPhail, 1989 ; Courty & Fedoroff, 2002 ; Canti & Huisman, 2015 ; Nicosia & Stoops, 2017 ; Macphail & Goldberg, 2018). Cette géoarchéologie relève en partie de l'archéométrie et se focalise sur les dépôts et artefacts des niveaux d'occupation en se servant pour son analyse des techniques des géosciences. Dans les deux dernières décennies, la discipline géoarchéologique a franchi une nouvelle étape de son développement avec l'avènement de la géomatique, des modèles numériques de terrain à haute résolution (notamment LiDAR) et la généralisation de l'utilisation de Systèmes d'Information Géographique (SIG). Ces apports ont sensiblement enrichi le corpus technique et méthodologique de

la géoarchéologie environnementale et ont ouvert des nouvelles perspectives à la frontière avec l'archéologie spatiale (Ghilardi & Desruelles, 2009).

La géoarchéologie se trouve donc aujourd'hui dans une situation délicate : après son essor et sa diversification, elle affronte un danger d'éclatement disciplinaire et de multiplication de ses champs thématiques ; le risque principal étant celui d'une subordination à des disciplines adjacentes plus anciennes et aux fondations très robustes (archéologie, géologie, préhistoire, etc.), qui pourrait amener à son assimilation à un simple catalogue de techniques (Fouache, 2005). Toutefois, la géoarchéologie environnementale a trouvé sa propre place entre la géomorphologie, la sédimentologie, le paléoenvironnement et l'archéologie. Elle dispose de ses propres objectifs d'étude dont le principal est l'analyse systématique des interactions sociétés-environnement (l'environnement en tant que système étudié pendant le temps holocène) (Borja Barrera, 1993, 2016 ; Berger, Brochier, & Bravard, 1999 ; Butzer, 2008, 2011). Dans ce cadre, elle développe des problématiques spécifiques qui la rendent indépendante des disciplines qui l'environnent (exploitation des ressources naturelles, impacts environnementaux, adaptations sociétales, construction graduelle des paysages, etc.).

En ce premier quart de XXI<sup>e</sup> siècle, les problématiques de la géoarchéologie environnementale sont devenues plus pertinentes que jamais. Dans un contexte de changement global avéré, il est de plus en plus évident que notre planète est entrée dans une nouvelle ère caractérisée par l'impact humain sur la planète : l'anthropocène (Crutzen & Stoermer, 2000 ; Ruddiman, 2003 ; Oreskes, 2004 ; Lewis & Maslin, 2015). Dans le cadre de ce nouveau paradigme, la géomorphologie et la géoarchéologie se révèlent capitales pour comprendre et retracer les impacts de l'homme sur le géosystème (Syvitski & Kettner, 2011 ; Brown et al., 2017 ; Ellis, 2017) dont les premières manifestations se sont produites il y a plusieurs millénaires (Ruddiman, 2003 ; Kaplan, Krumhardt, & Zimmermann, 2009 ; Brown et al., 2013 ; Cremaschi, 2014 ; Verstraeten et al., 2017 ; Ruddiman, 2017 ; Dubois et al., 2018).

## **2- Contexte, problématique et objectifs de la recherche**

La Limagne d'Auvergne est un environnement dont l'occupation depuis les périodes préhistoriques est dense (Daugas & Raynal, 1989; Collis et al., 1993; Trément, 2011). De ce fait, il recèle un potentiel important pour contribuer à l'étude de cette période-clé de l'anthropocène ; mais jusqu'ici, il a été exploité de manière très partielle. Etabli au cœur de la Limagne (Fig. 0-1), le site archéologique de Corent présente des caractéristiques exceptionnelles pour y conduire une recherche paléoenvironnementale multidisciplinaire. Elles ont été mises à profit par le programme AYPONA (dir. Y. Miras & F. Vautier) au sein duquel s'inscrit cette recherche doctorale.

Le programme AYPONA (pAYSages et visages d'une agglomération arverne : apProche intégrée et diachRONique de l'occupAtion de l'Oppidum de coreNt (Auvergne, France) a été financé par la région Auvergne dans le cadre de l'appel à projet structurant en SHS 2013. A ce titre, nous avons bénéficié d'une bourse doctorale. Des données indispensables à notre étude ont également été financées par le programme comme l'imagerie LiDAR de la zone d'étude, ainsi que des analyses. Des aides et compléments financiers ont été également apportés par le Service Régional d'Archéologie d'Auvergne, la Maison des Sciences de l'Homme de Clermont-Ferrand, l'Université Lyon 2 dans le

cadre d'un programme BQR (dir. M. Poux et J-F. Berger), et bien évidemment par mon laboratoire, l'UMR 6042 GEOLAB.

La problématique générale de cette thèse s'ancre dans l'enjeu majeur de la recherche géoarchéologique actuelle qu'est la conceptualisation et la discussion des principaux seuils qui régissent le fonctionnement des systèmes naturels ou modifiés par l'homme au long des derniers millénaires. Plus concrètement en Europe occidentale tempérée, le débat porte sur le premier millénaire BC : il est marqué par l'émergence du phénomène urbain pendant l'âge du Fer (Collis, 1984 ; Fernández-Götz, 2017) et par une augmentation qualitative et quantitative de la pression de l'homme sur les milieux. La question est de savoir s'il représente ou pas un seuil irréversible dans la dialectique société-environnement aboutissant à l'entrée dans l'anthropocène.

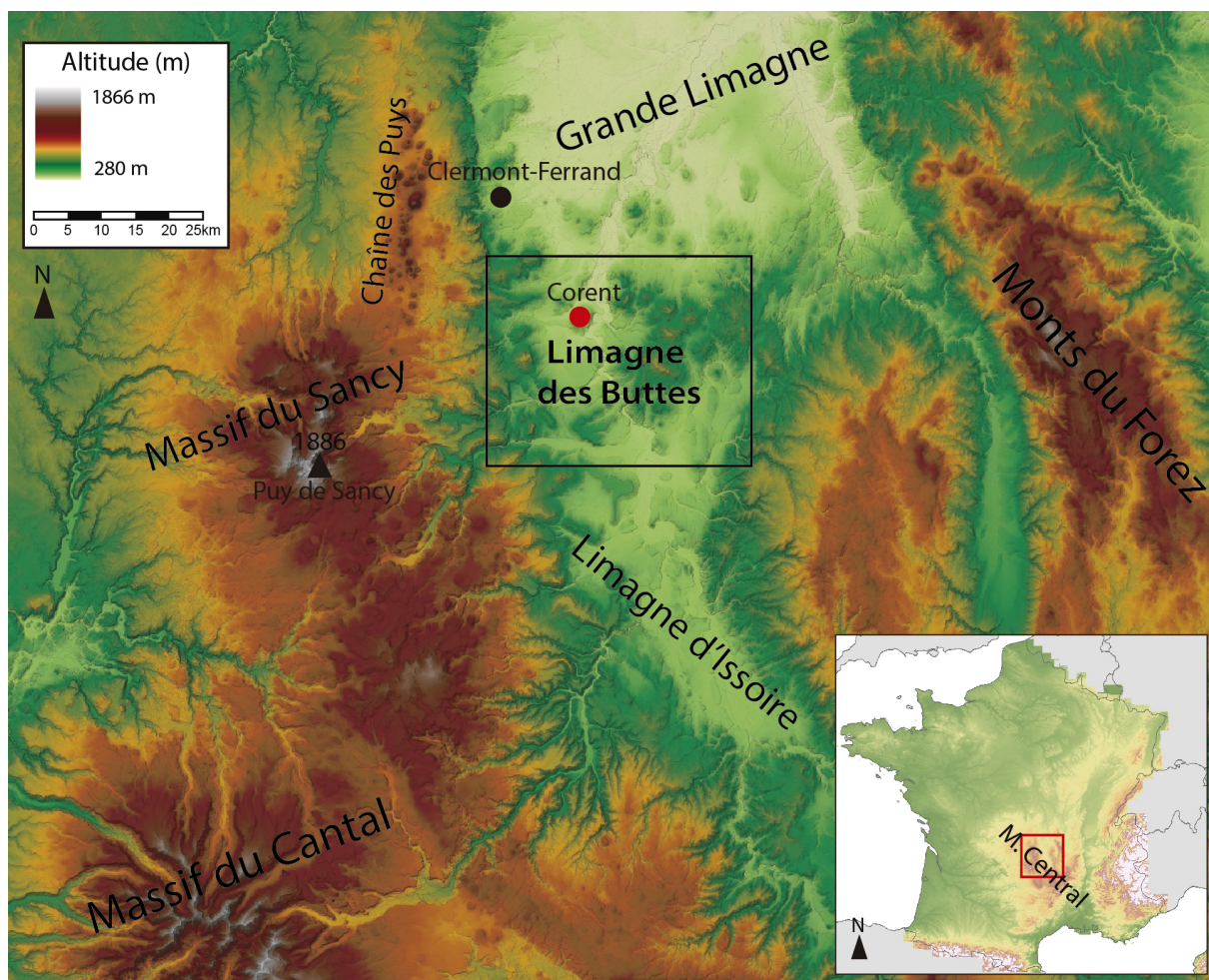


Figure 0-1. Localisation de Corent au sein de la Limagne des Buttes et dans le Massif Central (source des données cartographiques : CRAIG et Esri Maps).

Notre objectif est d'analyser les effets d'une occupation plurimillénaire (du Néolithique à l'Antiquité) sur les sols, la végétation et le fonctionnement alluvio-colluvial du plateau de Corent, de ses versants ainsi que de la plaine située en contrebas. Il s'agira d'analyser l'évolution géomorphologique, d'identifier les phases de connectivité hydrosédimentaire accrue, l'alternance de phases d'érosion ou de pédogénèse et leur chronologie. Cette évolution paléo-paysagère sera discutée à la lumière de facteurs sociétaux, tels que l'évolution des techniques, des pratiques agraires et agropastorales (hydraulique, terrasses de culture, outillage métallique) ou encore de la forme et de la densité du

peuplement, face aux facteurs de forçage externe ou interne naturels (oscillations climatiques holocènes) aujourd'hui bien connus en Europe occidentale.

Le cadre chrono-spatial de cette thèse est construit autour d'échelles temporelles et spatiales emboîtées : d'une part, la longue durée du Néolithique à l'Antiquité, au sein de laquelle s'insère le 1<sup>er</sup> millénaire BC comme étant une période-clé du fait de l'émergence du phénomène urbain ; d'autre part, le plateau de Corent inséré dans un système plus vaste constitué par son environnement immédiat (versants, basse-plaine), à son tour replacé au cœur du bassin effondré de la Limagne. Ces échelles emboîtées permettent de formuler une série d'interrogations auxquelles cette thèse s'efforcera d'apporter des réponses :

- comment le système morfo-pédo-sédimentaire du site de Corent et de ses marges a-t-il enregistré une trajectoire d'occupation de cinq millénaires, au terme desquels il est devenu un anthroposystème ? Quels impacts et quelles réponses ; quel phasage et quels rythmes ; quels seuils ; quels facteurs de contrôle et hiérarchie des forçages ?
- comment s'articulent les processus et les changements entre des sites localisés sur le plateau, sur les versants de ce plateau et dans la basse-plaine périphérique, soumis à divers types de gradients (pente, humidité, degré d'anthropisation) ? Qu'est-ce que la haute résolution spatiale et temporelle permet de saisir des chaînes d'interactions socio-environnementales entre des sites liés par un tel positionnement dans le morphosystème ? Quelles informations cela fournit-il au modèle d'évolution socio-environnementale de la Limagne et de la basse Auvergne ?
- en quoi le 1<sup>er</sup> millénaire BC et l'émergence non-linéaire d'agglomérations proto-urbaines puis urbaines, constitue-t-il ou pas une période-clé pour l'entrée du site de Corent dans l'anthropocène ? Comment les interactions socio-environnementales se sont-elles produites et manifestées ? Comment les ressources ont-elles été exploitées et quels impacts cela a-t-il eu sur les morphosystèmes, sur les sols et les zones humides ? En retour des changements du milieu, les sociétés se sont-elles adaptées et comment ?

La résolution de ces questions sera abordée au moyen d'une approche géoarchéologique intégrée, à l'aide de trois disciplines complémentaires que sont la géomorphologie, la sédimentologie et la paléopédologie ; tout en intégrant à notre réflexion les données de l'archéologie, de l'archéologie environnementale, de l'archéobotanique et de la malacologie, et en utilisant la géomatique comme outil d'intégration/modélisation. L'effort portera également sur l'acquisition de données à très haute résolution temporelle qui est aujourd'hui internationalement considérée comme indispensable pour comprendre les interactions entre les sociétés et leur environnement sur la longue durée, et pour qu'un dialogue puisse s'instaurer entre archéologues et paléoenvironnementalistes.

### 3-Démarche scientifique et organisation du manuscrit

Cette thèse se positionne dans le cadre conceptuel et méthodologique de la géoarchéologie environnementale et notamment dans ce qu'on pourrait qualifier de « l'école française de géoarchéologie » consolidée depuis les années 90 par de nombreuses publications (p.ex. Berger, Brochier, & Bravard, 1999 ; Bravard, 2002 ; Fouache, 2005 ; Arnaud-Fassetta, 2008 ; Lespez, 2012 ; Schwartz, 2012 ; Carcaud & Arnaud-Fassetta, 2014). Cette conception de la géoarchéologie est éminemment géographique et implique un mode d'approche des interactions socio-environnementales où l'accent est mis sur la longue durée, les échelles spatiales et chronologiques emboîtées, ainsi que sur l'approche multidisciplinaire. L'ambition de ce travail est de développer une approche géoarchéologique non seulement intégrée mais aussi intégrale. Cela se reflète dans la construction de cette thèse, de son questionnement initial jusqu'à la discussion des résultats, leur interprétation et la synthèse, dans un processus continu de l'échelle du paysage aux échelles microscopiques (Fig. 0-2).

Nous avons ainsi adopté une démarche géoarchéologique en quatre phases (Fouache, 2005) (voir Fig. 0-2). La première étape du travail a été exploratoire. Elle a consisté à assimiler les questionnements et les objectifs, à prendre connaissance du secteur d'étude, à examiner les sources documentaires disponibles, et à réaliser une analyse géomorphologique associant l'exploration de terrain et la mise en œuvre de méthodes classiques à l'utilisation de techniques en plein essor comme la géomatique et les SIG. Elle a abouti à la production d'une carte géomorphologique de notre zone d'étude caractérisant dans le détail les formes et les formations superficielles, ainsi que les dynamiques géomorphologiques. La finalité était ici d'identifier et de localiser les secteurs les plus favorables sur lesquels ont été ensuite menées des prospections géoarchéologiques plus approfondies lors de la phase suivante du travail.

La seconde phase a porté sur les secteurs sélectionnés à l'issue de l'étape 1. Elle a consisté à acquérir les données sur le terrain, et notamment (mais pas uniquement) à collecter les archives sédimentaires qui ont fait l'objet des analyses multi-proxys (sédimentologie, géochimie, micromorphologie, palynologie, malacologie, etc.) à l'étape suivante. Pour ce faire, des opérations de sondage manuel (tarière pédologique p.ex.) ou mécanisé (pelle mécanique ou carottage p.ex.) ont été conduites, parfois renforcées par l'obtention de données indirectes non destructives (géophysique p.ex.). Ces carottages et sondages ont été exploités par des relevés sédimentologiques et pédologiques, des interprétations stratigraphiques et géomorphologiques, des relevés photographiques, une géolocalisation au DGPS, etc. Ces archives sédimentaires ont finalement été échantillonnées pour fournir des informations à haute résolution temporelle après leur analyse en laboratoire.

La troisième phase a été celle de l'analyse en laboratoire par différentes techniques sédimentologiques (granulométrie, susceptibilité magnétique, perte au feu), chimiques (géochimie par XRF) et microscopiques (micromorphologie). La chronologie des formations étudiées a été reconstruite par des datations radiocarbone AMS sur charbons de bois. L'ensemble des résultats ainsi obtenus a constitué un jeu de données multi-proxys permettant de compléter et d'approfondir les observations réalisées sur le terrain.



La dernière phase a été celle de l'intégration de l'ensemble des résultats et de leur comparaison avec d'autres données paléoenvironnementales (palynologie ou malacologie p. ex.) et archéologiques disponibles au niveau local dans le but d'une interprétation croisée ; ainsi qu'au niveau régional avec les fluctuations climatiques holocènes et les principales dynamiques culturelles. Elle a permis de reconstruire la trajectoire des interactions socio-environnementales de chacun des sites étudiés, et d'articuler la discussion multidisciplinaire concernant les temporalités, les seuils et les possibles mécanismes de forçage agissant sur la dynamique des paysages, ainsi que les liens de causalité.

Le recours à cette démarche géoarchéologique en quatre phases est à l'origine de l'architecture du manuscrit. Le travail de recherche présenté est une thèse sur articles, qui s'organise en huit chapitres, regroupés au sein de cinq parties (Fig. 0-2). Certains de ces chapitres ont fait l'objet d'articles scientifiques qui sont publiés (2) ou soumis (1). Ils sont introduits dans le texte du manuscrit dans leur format de prépublication. Les autres chapitres sont construits pour pouvoir être lus et compris de manière indépendante, et feront l'objet de publications futures. La démarche géoarchéologique générale de cette thèse se réplique partiellement à l'intérieur de chacun des chapitres : ainsi, chacun inclut une introduction, une section « matériels et méthodes », une section résultats, une discussion puis une conclusion. Les références bibliographiques et les annexes de chaque chapitre sont renvoyées en fin d'ouvrage. Par ailleurs, compte-tenu que les résultats sont exposés puis discutés chapitre par chapitre, la discussion générale de cette thèse est fondée sur la comparaison entre sites et l'intégration des résultats de l'ensemble des chapitres.

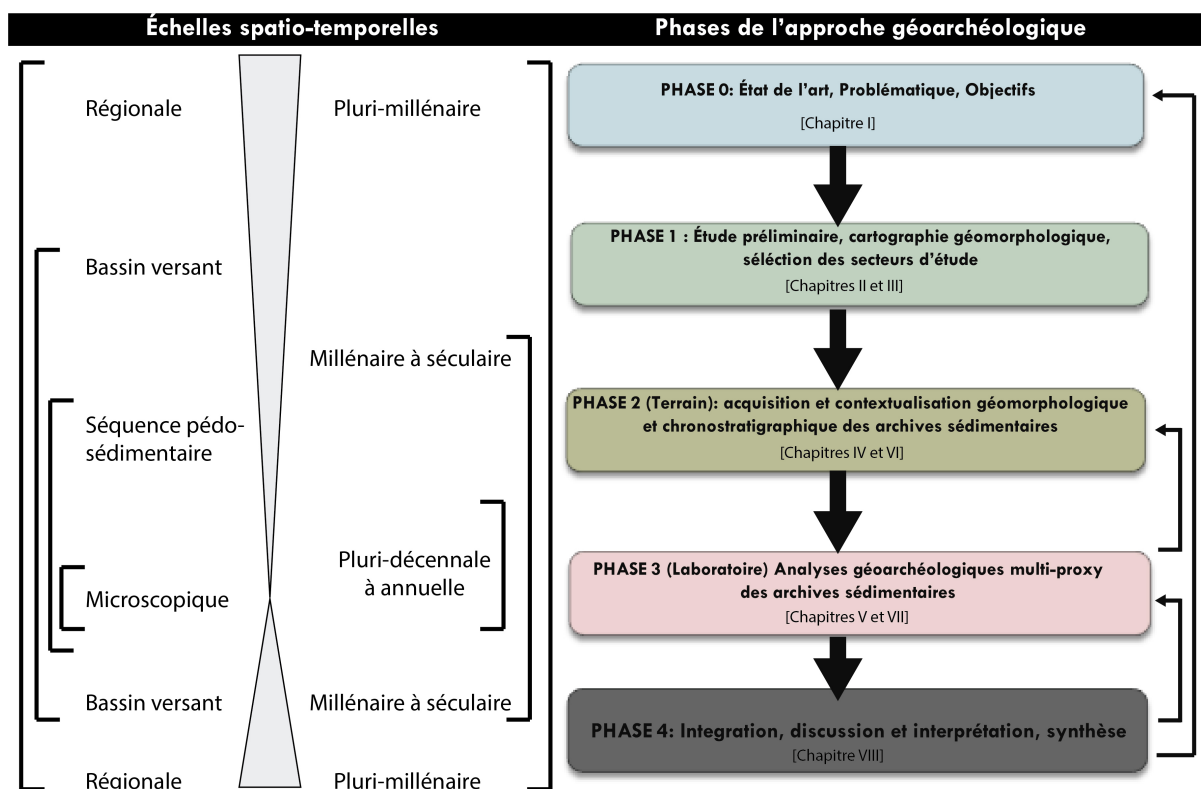


Figure 0-2. Échelles spatio-temporelles et phases successives de l'approche géoarchéologique adoptée dans ce manuscrit. La correspondance des phases avec les chapitres du manuscrit est indiquée. Les flèches noires fines indiquent les principaux processus de feedback ou de rétroaction intrinsèques au déroulement du travail géoarchéologique.

Le *chapitre 1* dresse un état de l'art sur l'anthropocène et le rôle capital de la géomorphologie pour son étude. Il présente ensuite le site d'étude et sa place dans le contexte historique de la recherche paléoenvironnementale régionale. Les deux chapitres suivants correspondent à la première phase de la démarche géoarchéologique adoptée (voir Fig.0-2). Le *chapitre 2* propose une analyse critique de l'emploi de l'outil LiDAR pour la détection et la caractérisation topographique applicable à la cartographie géomorphologique ou à l'archéologie. Il a fait l'objet d'une publication dans la revue internationale *Remote Sensing*. Le *chapitre 3* est constitué d'une carte géomorphologique détaillée de la zone d'étude et d'une description approfondie des types de géoformes rencontrées, à la manière d'un livret de carte. Sa discussion porte sur le potentiel géoarchéologique de notre zone d'étude et aboutit à une sélection de secteurs sur laquelle les études géoarchéologiques de cette thèse seront concentrées.

Les 4 chapitres suivants sont structurés deux à deux en miroir et correspondent aux zones où les phases 2 et 3 de notre approche ont été mises en œuvre (voir Fig. 0-2). Ainsi, les *chapitres 4 et 5* présentent puis discutent les résultats obtenus dans le Lac du Puy de Corent : synthèse du travail de terrain tout d'abord (chronostratigraphie, géomorphologie, archéologie) publiée dans la revue internationale *Geoarchaeology*, puis présentation des résultats des analyses multiproxys réalisées sur le site. Les *chapitres 6 et 7* suivent strictement la même logique de présentation et synthétisent les résultats obtenus sur la Narse de la Sauvetat. Le chapitre 6 est un article soumis à la revue *Geomorphology*.

Enfin, le chapitre 8 est une discussion générale visant à comparer et intégrer les résultats des 6 précédents chapitres. Il réalise leur mise en perspective spatiale et temporelle pour dégager un ensemble de réponses aux interrogations posées dans cette recherche doctorale. Une brève conclusion générale clôt cette thèse.



I

ÉTAT DE L'ART



# CHAPITRE I

---

## *ÉTAT DE L'ART*

### **1- Société, climat et environnement à l'Anthropocène : un état de la question**

#### **1.1-L'Anthropocène au sein de l'Holocène? Un paradigme en évolution**

Depuis ses premiers pas sur terre, la lignée humaine a cherché à exploiter son environnement pour subvenir à ses besoins. Des premières sociétés de chasseurs-cueilleurs à l'outillage extrêmement simple, jusqu'à la société post-industrielle actuelle, le progrès au gré des innovations techniques et des mutations sociétales est manifeste. Depuis l'apparition graduelle de l'agriculture jusqu'à l'aube du XXI<sup>e</sup> siècle, cette évolution a conduit l'homme et les sociétés à s'émanciper de façon croissante des aléas et contraintes de la nature, mais souvent en dégradant son environnement (Ellis et al., 2013).

Même si les sociétés ont parfois eu une conscience précoce des conséquences de leur interaction avec leur environnement, il a fallu attendre la naissance des sciences de la terre modernes au XIX<sup>e</sup> siècle pour que des pionniers tels que George Marsh et Antonio Stoppani suggèrent, ce qui depuis est devenu évident : l'emprise et les impacts de l'espèce humaine sur la planète terre sont devenus tellement importants, qu'ils ont modifié son fonctionnement systémique (Crutzen & Stoermer, 2000 ; Steffen et al., 2011 ; Lewis & Maslin, 2015). Parmi cette modification anthropogénique et globale des systèmes terrestres, celle du sous-système climatique fait désormais l'objet d'un ample consensus scientifique (Oreskes, 2004).

Afin d'attirer l'attention sur l'envergure de ce changement global et de la responsabilité des sociétés humaines, le terme anthropocène a été introduit pour la première fois par Paul Crutzen, il y a une vingtaine d'années. Il a proposé son origine vers 1780 avec l'invention de la machine à vapeur et l'avènement de la Révolution Industrielle à l'origine de l'augmentation exponentielle de la concentration de CO<sup>2</sup> atmosphérique (Crutzen & Stoermer, 2000). L'anthropocène a rapidement suscité un débat scientifique, et dans les années suivantes de nombreuses publications ont alimenté ce débat qui se poursuit jusqu'à aujourd'hui sur la définition, la nature ou encore la date du début de cette nouvelle phase de l'histoire de l'homme et de la planète (Lewis & Maslin, 2015).

Le débat autour de la date de début de l'anthropocène est probablement celui qui a focalisé l'essentiel des controverses scientifiques. Proposé à l'origine par Crutzen en termes informels, la réalité, l'intensité et le caractère global des effets de l'anthropocène sur les biogéosystèmes ont conduit une partie de la communauté scientifique à considérer son incorporation à l'échelle des temps géologiques (Waters et al., 2016). Cette incorporation fait actuellement l'objet d'une

discussion au sein de l'ICS (Commission Internationale de Stratigraphie) qui a formé un groupe de travail pour l'anthropocène (AWG) depuis 2009.

Du point de vue géologique, une nouvelle division dans l'échelle des temps géologiques demande un marqueur chrono-stratigraphique clair et synchrone au niveau global. L'AWG a donc proposé 1950, qui correspond approximativement à la date des premières explosions atomiques, pour lesquelles le plutonium a laissé un signal global et pérenne dans les sédiments planétaires (Waters et al., 2016 ; Zalasiewicz et al., 2017). De plus, cette borne inférieure présente l'avantage de précéder la Grande Accélération (Fig. 1-1B), nom donné à la période d'impact global accru sur la planète du fait de l'intensification des activités anthropiques dans la deuxième moitié du XXe siècle (Steffen et al., 2015).

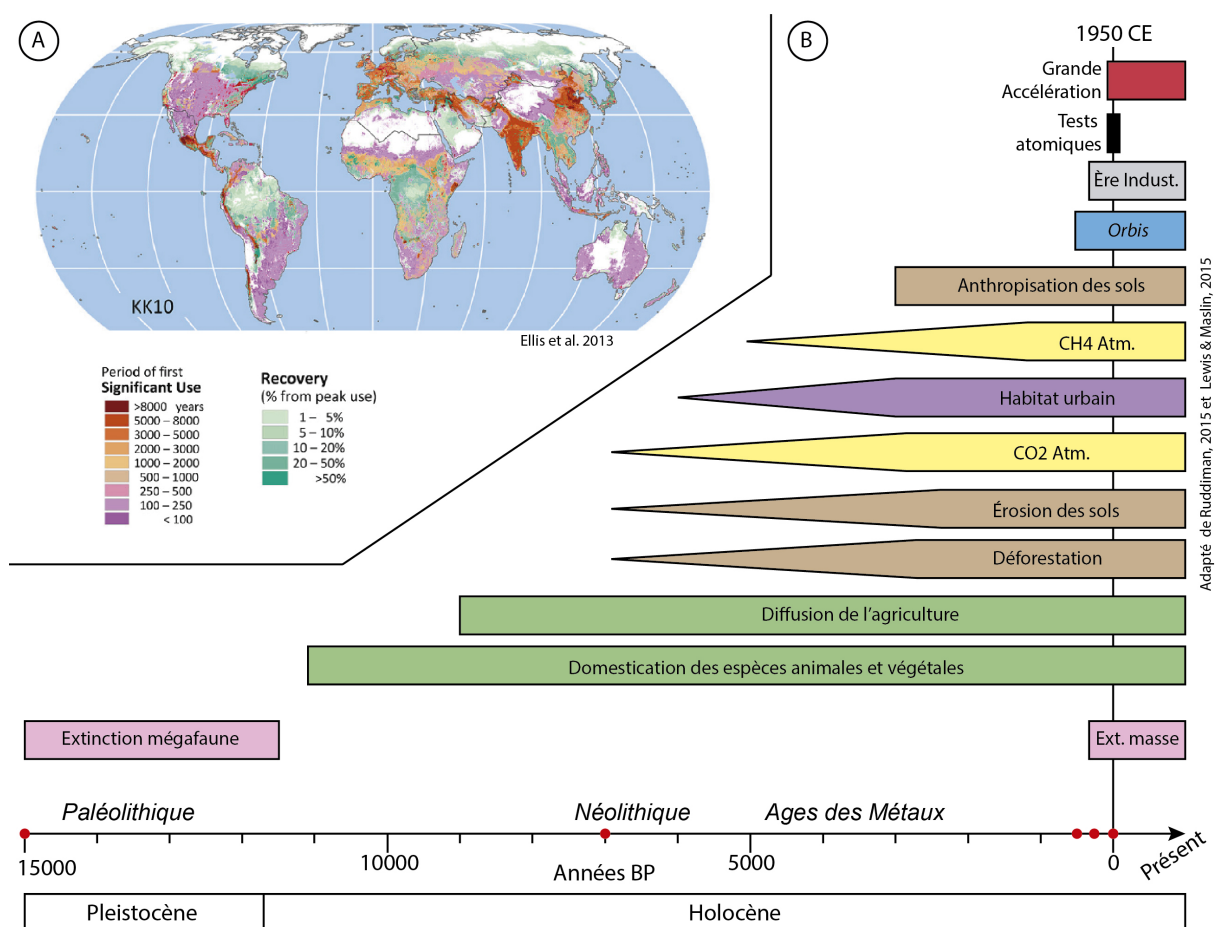


Figure 1-1. A-Chronologie de la première utilisation « significative » du sol et récupération depuis le pic d'utilisation, de 6000 BC à 2000 AD, basées sur la reconstruction historique du modèle KK10. Les pixels rouges représentent les grands centres urbains actuelles (Ellis et al., 2013). B-Synthèse des principaux impacts sur les systèmes naturels qui ont été proposés pour définir le début de l'anthropocène, entre 15 ka BP et 2000 AD. Les points rouges représentent les dates faisant le plus de consensus (adapté de Lewis & Maslin, 2015; Ruddiman et al., 2015)

Cette limite inférieure proposée par l'AWG est très loin de faire l'unanimité. Bien que reconnaissant l'importance des retombées radioactives et de l'accélération de la fin du XXe siècle, de nombreux chercheurs s'opposent à leur utilisation pour définir le début de l'anthropocène pour plusieurs raisons. D'un point de vue purement stratigraphique, certains pensent qu'il paraît absurde de donner

à l'anthropocène un traitement différent du reste des périodes géologiques, et de le définir en fonction de critères *ad hoc* qui ne seraient pas valides pour d'autres périodes. D'autres soulignent en retour que la spécificité et le caractère unique de ce basculement, dont l'importance sociale et politique sont reconnues, justifient amplement cette décision (Waters et al., 2016 ; Zalasiewicz et al., 2017).

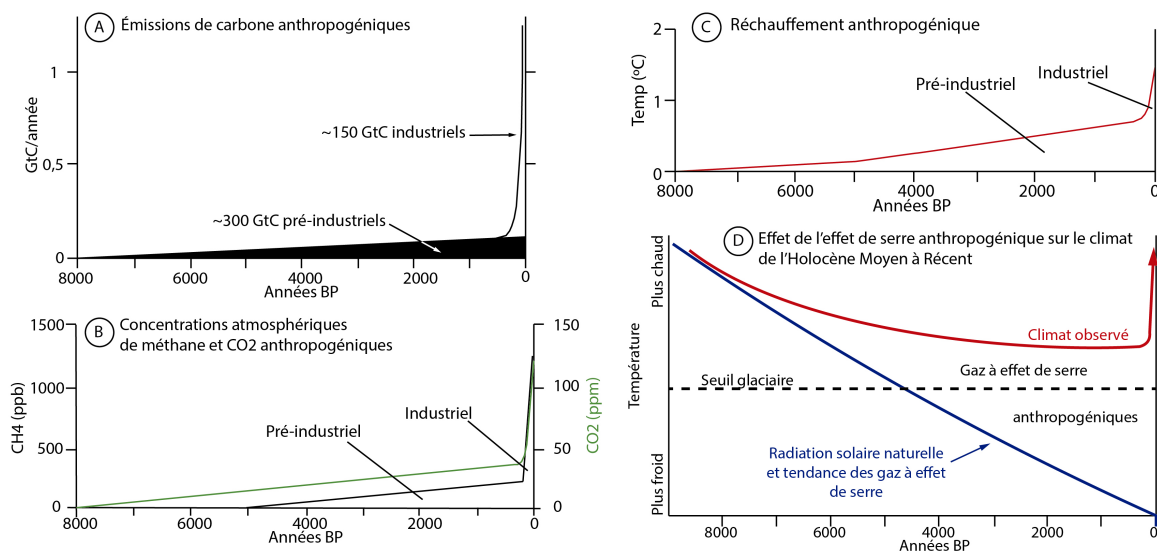
Cependant, l'objection la plus importante est que cela conduit à minimiser les impacts anthropiques anciens sur la planète qui remontent à plusieurs millénaires. Différents spécialistes ont ainsi proposé des dates alternatives pour le début de l'anthropocène, chacun à travers son prisme disciplinaire : elles s'échelonnent entre 15 Ka BP et 1964 de notre ère (Fig. 1-1B) (Lewis & Maslin, 2015 ; Ruddiman et al., 2015).

La plus ancienne de ces bornes est l'extinction de la mégafaune pléistocène entre 50 et 15 ka BP, attribuée à l'homme notamment en Amérique du Nord. Cette date est cependant très débattue et varie fortement selon les continents, s'étalant ainsi sur une période de plusieurs dizaines de milliers d'années ce qui ne plaide pas en sa faveur comme repère chronologique (Lewis & Maslin, 2015).

L'apparition et le développement graduel de l'agriculture et de l'élevage depuis 8000-7000 BP, puis l'extension de la riziculture en Asie vers 5000 BP (Fig. 1-1B), accompagnés d'une cascade de conséquences écologiques subséquentes ont également été identifiés comme des dates potentielles de début de ce qui a été appelé « l'anthropocène précoce » (Ruddiman, 2003 ; McClure, 2013). Un impact significatif et intense très ancien sur les sols (défrichements, agriculture, pastoralisme) a d'ailleurs été démontré dans des vastes zones d'Amérique, d'Europe et d'Asie, parfois depuis 8000 BP (Fig.1-1A). Depuis, il a été croissant et était déjà devenu considérable vers 3000 BP (Kaplan, Krumhardt, & Zimmermann, 2009 ; Dotterweich & Dreibrodt, 2011 ; Ellis et al., 2013 ; Dotterweich, 2013 ; Rösch, 2013 ; Dubois et al., 2018).

Cet impact aurait provoqué des émissions importantes de CO<sup>2</sup> et de méthane depuis 7000 et 5000 BP respectivement (Ruddiman, 2003). Les émissions de ces deux gaz à effet de serre auraient conduit à des concentrations atmosphériques graduellement croissantes depuis l'Holocène Moyen (Fig. 1-2A et B). Cette augmentation des concentrations de CO<sup>2</sup> et de méthane serait *grosso modo* équivalente aux augmentations depuis le début de la période industrielle, et elle se serait traduite par une hausse de la température globale de 0,7°C au cours de la période pré-industrielle (Fig. 1-2C). Cette hausse aurait conduit à une altération durable du climat et à un échec de l'installation d'une néo-glaciation vers 5000 BP en dépit du forçage orbital (« glaciation perdue », Fig. 1-2D). Cette théorie de l'anthropocène précoce et de la glaciation perdue a d'abord été l'objet d'une contestation et de débats animés (Ruddiman, 2007). Mais depuis 2003, elle a fait l'objet d'une acceptation graduelle au moment où des preuves archéologiques et paléoenvironnementales d'impacts anthropiques précoces et forts sur les sols se sont multipliées (p.ex. Cremaschi, 2014), et que les carottages du *Dôme C* en Antarctique montraient le caractère anormal de l'interglaciaire Holocène au sein du Pléistocène (Ruddiman, 2017).





**Figure 1-2. Fondements climatiques de la théorie de « l'anthropocène précoce » de Ruddiman (modifié à partir de Ruddiman, 2003,2007,2017). A- Émissions de carbone anthropogéniques depuis 8000 BP. B- Concentrations de CO<sup>2</sup> et méthane atmosphériques depuis 8000 BP. C- Estimation du réchauffement anthropogénique depuis 8000 BP. D- Conséquence de l'effet de serre anthropogénique sur le climat de l'Holocène depuis 8000 BP en comparaison de la tendance naturelle (théorie de la « glaciation perdue »).**

D'autres recherches ont suggéré un début de l'anthropocène marqué par l'apparition de l'habitat urbain (vers 6000 BP au Moyen Orient) et sa généralisation graduelle postérieure (vers 3500 BP), et par l'exploitation très intense des ressources naturelles que cela exige ; ou bien la généralisation de l'anthropisation des sols (de type *Plaggen* ou *Terra Preta*, par exemple) parfois depuis 4000 BP (Certini & Scalenghe, 2011 ; Ellis et al., 2013). Les âges des métaux et les activités métallurgiques associées ont également laissé des traces durables, sensibles par exemple en Europe occidentale depuis 3900 BP (García-Alix et al., 2013), et à l'échelle de l'hémisphère nord dans les glaces du Groënland depuis 2500 BP (Hong et al., 1994). Elles peuvent aussi être interprétées comme un tournant important dans l'impact de l'homme sur son environnement (Ruddiman et al., 2015). L'ensemble de ces propositions pour marquer le début de l'anthropocène ont cependant le désavantage d'être asynchrones à l'échelle planétaire (Lewis & Maslin, 2015), bien qu'elles puissent être synchrones à l'échelle régionale.

Certains chercheurs argumentent que si l'impact de l'homme sur son environnement peut être très ancien, il n'est pas global ou n'est pas globalement significatif avant des périodes bien plus récentes (Fig. 1-1B). La théorie de l'*Orbis* (en référence à la consolidation d'un monde « fini » et d'échanges planétaires) postule que ce n'est que vers 1610, un siècle environ après la découverte de l'Amérique, que l'on peut parler d'anthropocène du fait de la navigation transocéanique et des transferts intercontinentaux de populations et d'espèces (Lewis & Maslin, 2015). Un certain consensus semble également exister pour les climatologues et les historiens autour d'une limite au début de la révolution industrielle (vers 1800) proposée originalement par Crutzen (Crutzen & Stoermer, 2000 ; Steffen et al., 2011), ou autour des essais atomiques vers 1950 parmi les géologues (Waters et al., 2016; Zalasiewicz et al., 2017).

Face à toutes ces propositions, certains indiquent qu'il s'agit plutôt d'un cumul graduel d'impacts et de changements, et qu'une formalisation avec une limite inférieure nette n'est ni réaliste, ni souhaitable (Ruddiman et al., 2015 ; Ellis, 2017). Devant la difficulté de trancher de façon

consensuelle, des compromis ont été proposés, comme le maintien de l'anthropocène en tant que division informelle : en effet, une identification flexible et transgressive dans le temps, non-exclusive et complémentaire de l'Holocène (anthropocène précoce, anthropocène industriel, etc.) s'adapterait certainement mieux aux définitions de chaque discipline (Butzer, 2015 ; Ruddiman et al., 2015 ; Bauer & Ellis, 2018). D'autres proposent l'utilisation d'un terme alternatif (paléoanthropocène) pour la période entre les premières évidences de l'activité humaine et 1950 AD (Foley et al., 2013), ou bien un retour à la première définition de l'Holocène comme « l'interglaciaire de l'Homme », ce qui *de facto* l'assimilerait à l'anthropocène.

Aujourd'hui, bien que les chercheurs soient d'accord sur la nature et la chronologie des impacts de l'homme sur la planète au long de l'Holocène, le débat de l'origine de l'anthropocène est toujours d'actualité. Ainsi, l'ICS n'a pas pris de décision d'autant que cela impliquerait une remise en cause quasi-automatique du statut de l'Holocène dont les sous-divisions viennent à peine d'être fixées (Walker et al., 2012 ; Bauer & Ellis, 2018). Le débat semble malheureusement s'être en partie polarisé autour de questions formelles et de dénomination, qui sont pour beaucoup futiles et obscurcissent parfois le vrai débat autour des processus et des impacts de l'interaction socio-environnementale (Bauer & Ellis, 2018). Ces controverses sont en outre difficiles à résoudre dans la mesure où les positions des uns et des autres reposent toutes sur des preuves scientifiques reconnues. La difficulté pour classifier ou cloisonner la réalité complexe de l'anthropocène réside plus dans la subjectivité inhérente aux différentes orientations disciplinaires, dans la disparité des critères (premier impact vs impact « significatif », synchronisme vs diachronisme, etc.), et en dernière instance dans les enjeux politiques et sociétaux que cela sous-tend.

Toutefois, l'essentiel du message de Crutzen n'a pas été remis en cause : l'impact de l'homme depuis des millénaires est une réalité, et celui-ci est désormais devenu l'acteur principal de l'évolution du système terrestre. Le paradigme de l'anthropocène est encore adolescent mais semble s'être installé pour rester.

## **1.2-Anthropocène, seuils et causalité : un point de vue géomorphologique**

Le fort engouement depuis 2010 autour de l'anthropocène constitue une grande opportunité pour le géographe physicien, dans la mesure où il remet sur scène les interactions socio-environnementales multi-scalaires et sur la longue durée, qui sont depuis longtemps au cœur de la discipline géographique. La géographie, et concrètement la géographie physique, est en effet très bien positionnée pour l'étude des problématiques émergentes à la lumière de ce nouveau paradigme (Castree, 2014 ; Ellis, 2017).

Plusieurs auteurs ont tout particulièrement souligné le rôle que peut et doit jouer la géomorphologie dans la définition et l'étude de l'anthropocène, voire même l'émergence d'une « anthropogéomorphologie » (Tarolli, 2014 ; Brown et al., 2017). Les modelés anthropiques sont évidents depuis plusieurs millénaires, par exemple les terrasses de culture depuis 5000 BP en Europe occidentale (Brown et al., 2017). Ils ont une incidence qui peut être majeure sur les processus morphosédimentaires, ou peuvent parfois même modeler un paysage complet (p.ex. district minier romain de *Las Médulas*, Léon, Espagne).

Outre ces exemples, d'une manière en apparence moins directe, l'homme a eu et continue d'avoir un impact non négligeable sur de nombreux morphosystèmes en modifiant les équilibres érosifs et sédimentaires (Neboit, 1991). Ceci est particulièrement évident dans le domaine de la dynamique fluviale, où l'activité humaine a directement ou indirectement conduit à des modifications des processus hydrosédimentaires et des formes associées à l'échelle de bassins versants entiers. La signature anthropique dans les processus morpho-sédimentaires offre donc potentiellement une limite inférieure pour le début de l'anthropocène, car elle répond à leur forçage progressif et diachronique au moins depuis 3000 BP (Syvitski & Kettner, 2011).

L'identification de cette signature anthropique dans les processus à l'origine naturels, sa discrimination par rapport à la signature géomorphologique des variations climatiques holocènes, et la compréhension fine de sa causalité, de ses seuils, de ses rythmes ainsi que des mécanismes de forçage systémique en jeu, sont aujourd'hui des défis majeurs de la géomorphologie (Brown et al., 2017). Cependant, cette signature fruit de l'interaction entre la société, le climat et les systèmes morphosédimentaires est en général complexe à comprendre du point de vue systémique (Neboit, 1991) (Fig. 1-3A et B), et de plus présente une grande variabilité spatiale et temporelle, ce qui a souvent contraint à multiplier les études locales (Zolitschka, Behre, & Schneider, 2003). Cet écueil majeur qui a longtemps limité les interprétations régionales, est en passe d'être surmonté grâce aux progrès techniques et conceptuels de la géomorphologie et de plusieurs domaines scientifiques associés (paléoclimatologie, archéologie, paléoenvironnement, etc.), ainsi que grâce à un effort pour conduire des analyses multidisciplinaires intégrées.

Le perfectionnement des méthodes de datation (datation radiocarbone par AMS, généralisation de l'OSL, de l'ESR, des datations cosmogéniques, etc.) a constitué une « révolution de la dimension temporelle » qui permet désormais un contrôle chronologique quasi systématique et fin des enregistrements pédo-sédimentaires (Brown, 2008). Des techniques tout aussi révolutionnaires telles que la topographie LiDAR, les SIG ou des méthodes de prospection géophysique de plus en plus perfectionnées constituent également une avancée majeure car elles permettent de spatialiser des observations autrefois ponctuelles, de mieux évaluer la géométrie des formations sédimentaires et facilitent la discussion spatiale. Pendant la dernière décennie sur la base de ces avancées, des recherches géomorphologiques beaucoup plus précises chronologiquement et spatialement se sont développées. Cela a rendu possible une intégration à l'échelle régionale de morphosystèmes jusqu'à présents pris en compte séparément, contribuant ainsi à construire le socle d'un dialogue interdisciplinaire systémique.

Dans le domaine alluvial, l'étude poussée des phases d'alluvionnement et d'incision dans les grands cours d'eau européens a permis de mettre en évidence un alluvionnement important généralisé depuis l'Holocène Moyen et Récent, en connexion probable avec l'activité humaine qui semble prédominer sur le facteur climatique (Notebaert & Verstraeten, 2010). Ces alluvions d'origine anthropogénique pourraient être des marqueurs pour le début de l'anthropocène depuis 5000 BP. Ils font depuis quelques années l'objet d'une attention particulière des géomorphologues (Brown et al., 2013). Leur analyse au sein de l'Europe tempérée a permis de montrer des mises en place très hétérogènes spatialement et temporellement, souvent en décalage important (parfois un millénaire) avec les phases principales d'impact sur les sols. Ces décalages ont permis de souligner la complexité des questions de connectivité ou de diachronie dans l'impact anthropique dans les systèmes hydro-sédimentaires, l'impact semblant s'intensifier et devenir généralisé au moins depuis 3000 ou 2000 BP

selon les régions (Zolitschka, Behre, & Schneider, 2003 ; Allée & Lespez, 2004 ; Lespez et al., 2008 ; Brown et al., 2013 ; Houben et al., 2013 ; Dubois et al., 2018). Moins fréquemment étudiées, les têtes de bassin versant semblent être plus sensibles aux variations climatiques ainsi qu'aux modifications de l'utilisation du sol, lesquelles apparaissent comme le principal facteur de contrôle de l'activité morfo-sédimentaire à l'échelle de l'Holocène (Dotterweich, 2008).

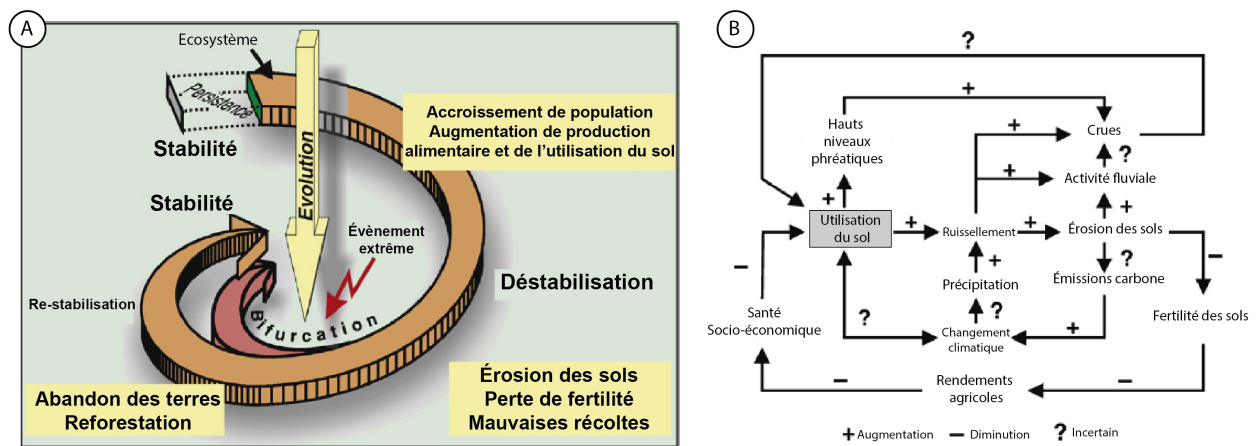


Figure 1-3. A- Schéma conceptuel des interactions socio-environnementales sur le long terme appliqué à l'utilisation du sol. B- Boucles de rétroactions positives ou négatives de l'utilisation du sol sur les dynamiques érosives. L'intensification conduit à une rétroaction positive généralisée (Dotterweich, 2008).

De plus, divers travaux conduits dans certains bassins versants d'Europe tempérée ont abouti à des bilans sédimentaires quantifiés. Ils ont permis de discuter les rythmes et les causalités dans l'activité hydrosédimentaire, de distinguer les budgets sédimentaires de versants et de plaines alluviales, et de faire la part des influences climatiques et anthropiques dans les forçages (Houben, Wunderlich, & Schrott, 2009 ; Notebaert & Berger, 2014 ; Notebaert, Berger, & Brochier, 2014). Des « méta-analyses » fréquentielles des données paléohydrologiques ont permis la construction de synthèses de l'activité hydrosédimentaire à des échelles régionales, permettant également de discuter les causalités anthropoclimatiques (Macklin, Lewin, & Jones, 2014).

Sur les versants, les travaux réalisés spécialement en Europe centrale ont montré que l'activité et les dépôts des versants peuvent être d'excellents enregistreurs de la variabilité climatique holocène et surtout de l'impact anthropique sur l'érosion des sols, au sein d'un système complexe d'interactions (Fig. 1-3A et B) (Dreibrodt et al., 2010 ; Dotterweich & Dreibrodt, 2011 ; Henkner et al., 2017).

En parallèle de ces avancées géomorphologiques, des progrès notables ont également été faits au cours des deux dernières décennies dans la caractérisation du cadre climatique de l'Holocène (Mayewski et al., 2004 ; Wanner et al., 2008), et spécialement de la rythmicité des oscillations quasi-millénaires qui le ponctuent (Bond et al., 1997 ; Wanner et al., 2011). On sait aujourd'hui que ces oscillations parfois très abruptes se sont succédé depuis le Tardiglaciaire (Alley et al., 2003 ; Alley & Ágústsdóttir, 2005 ; Walker et al., 2012 ; Wang et al., 2013). Les avancées dans l'étude des archives lacustres ont aussi fourni des enregistrements climatiques et paléohydrologiques sur la longue durée. Elles retracent également les processus d'érosion des sols parfois depuis plusieurs millénaires, en permettant parfois d'identifier la part de l'impact anthropique sur l'érosion des sols (Magny, 2004, 2013 ; Arnaud et al., 2016 ; Bajard et al., 2017 ; Dubois et al., 2018).

Ces progrès notables dans le domaine géomorphologique et climatique sont cependant individuellement insuffisants pour régler définitivement les défis scientifiques autour de l'interaction socio-environnementale qui caractérisent l'anthropocène. L'enjeu principal de ces recherches est de comprendre et conceptualiser le fonctionnement imbriqué des socio-, éco- et géosystèmes, le long d'une trajectoire de longue durée aboutissant graduellement à leur anthropisation et artificialisation. Cependant, les interrelations systémiques impliquant l'homme, le climat et l'environnement restent difficiles à comprendre, parfois du fait du manque de données ou de limites disciplinaires (Dotterweich, 2008). Pour y parvenir, il est indispensable de pouvoir discuter depuis une optique pluridisciplinaire intégrative les rythmes d'impact, les seuils, les forçages et leurs causalités. Par exemple, les effets des oscillations climatiques holocènes sur les sociétés et les milieux peuvent difficilement être abordés depuis l'optique d'une seule discipline (Berger & Guilaine, 2009 ; Butzer, 2012 ; Cremaschi, 2014 ; Carozza et al., 2015 ; Lespez et al., 2016).

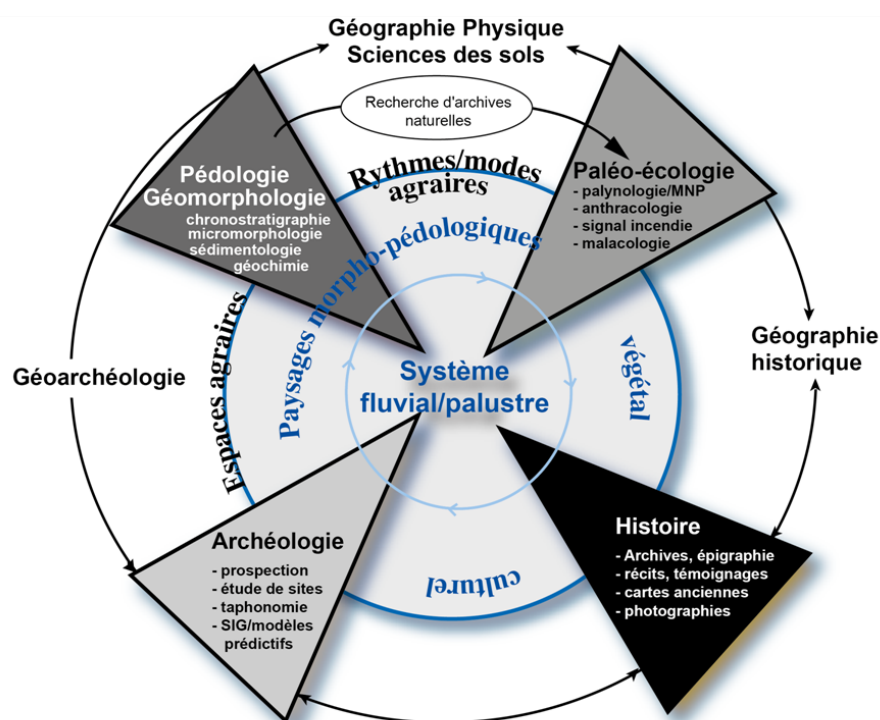


Figure 1-4. Imbrication de la géomorphologie et de la pédologie dans l'étude paléoenvironnementale intégrée des systèmes fluviaux-palustres, extensible aux archives sédimentaires holocènes en général (Lespez, 2012).

La collaboration rapprochée et systématique des géomorphologues avec les paléoenvironnementalistes et les archéologues, dans le cadre d'une vraie approche socio-environnementale intégrée des systèmes (Fig. 1-4), s'est avérée jusqu'à présent la seule voie efficace pour relever les défis que représente l'analyse des interactions socio-environnementales au cours de l'anthropocène (p. ex. Cremaschi et al., 2016 ; Berger et al., 2016). Cette approche réserve une place importante à la géomorphologie, aux côtés de la paléopédologie (Fig. 1-4) dont les apports souvent négligés sont également capitaux (Berger, 2006). Au sein de cette interdisciplinarité, le rôle du géomorphologue est de mettre en œuvre une démarche pleinement géoarchéologique qui mette les concepts, outils et méthodes des géosciences et de la géographie au service du décodage de l'histoire complexe mais passionnante de l'interaction de notre espèce avec son environnement.

### **1.3-Le premier millénaire BC : une période seuil au nord des Alpes ?**

Comme nous l'avons déjà évoqué dans ce chapitre, plusieurs travaux récents ont suggéré que l'apparition de l'habitat proto-urbain, l'intensification de l'érosion agricole, ainsi que la généralisation du travail des métaux auraient constitué des seuils importants pour le passage à l'anthropocène. Ces phénomènes sont cependant asynchrones, et se sont étendus graduellement au nord des Alpes, où ils sont arrivés en général de manière un peu plus tardive qu'en Méditerranée (Certini & Scalenghe, 2011; Houben et al., 2012; Ellis et al., 2013; Lewis & Maslin, 2015; Ruddiman et al., 2015).

A l'anthropisation de plus en plus poussée des sols depuis le Néolithique a succédé une intensification agricole à partir de la fin de l'âge du Bronze et à l'âge du Fer (Kaplan, Krumhardt, & Zimmermann, 2009 ; Ellis et al., 2013 ; Rösch, 2013 ; Dubois et al., 2018), sans doute en partie du fait d'une croissance démographique favorisée par des innovations techniques, dont la généralisation de l'outillage métallique et de l'araire ainsi que la fixation du parcellaire au moins depuis le Bronze Moyen (Sigaut, 1985; Carozza et al., 2007; Serneels, 2009). Asynchrones et discontinus à la fin du deuxième millénaire BC, les changements hydrosédimentaires se sont synchronisés et généralisés dans le courant du premier millénaire BC, entre la fin de l'âge du Bronze et la fin de l'âge du Fer (Lang, Niller, & Rind, 2003 ; Zolitschka, Behre, & Schneider, 2003 ; Brown et al., 2013 ; Houben et al., 2013 ; Arnaud et al., 2016), ce qui témoigne d'un changement d'intensité dans la dialectique homme-environnement au nord des Alpes.

Ces changements hydrosédimentaires apparaissent contemporains d'un autre phénomène qui était jusqu'à une date récente considéré comme limité à la sphère méditerranéenne : l'émergence de la ville. Le phénomène urbain est sans doute un des principaux jalons dans la trajectoire des sociétés humaines. Apparue au Néolithique au Moyen-Orient c. 4000 BC, et essaimée ensuite à travers le globe, la ville est depuis devenu indissociable de la civilisation humaine et de sa destinée (Mumford, 2011). En Europe, le phénomène urbain a longtemps été considéré comme caractéristique des civilisations du bassin méditerranéen, en partie du fait de l'idée archaïque qui opposait la civilisation méditerranéenne antique aux barbares nord-alpins. Les habitats de ces peuples étaient réduits à des hameaux ou au mieux à des grands villages où ils menaient une vie primitive jusqu'à la conquête romaine. Cependant, depuis une trentaine d'années l'archéologie moderne est venue à bout de cette vision manichéenne en montrant que les agglomérations des peuples celtes de l'âge du Fer, que César appelait « oppida » (Fig. 1-5), pouvaient être considérées comme étant de véritables villes, alimentées par des réseaux de sites hiérarchisés (Collis, 1984 ; Fichtl, 2005).

Des travaux très récents ont encore reculé la date des premiers processus de proto-urbanisation et des premières « expériences urbaines » au premier âge du Fer entre le VII<sup>e</sup> et le V<sup>e</sup> siècle BC. Ces agglomérations étaient en réalité le fruit de cycles de centralisation et de complexification sociétales non linéaires mais globalement d'intensité croissante, qui se sont produits au nord de la chaîne alpine entre le Bronze Final et la fin de l'âge du Fer (Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Milcent, 2012 ; Fernández-Götz & Krausse, 2013 ; Fernández-götz, Wendling, & Winger, 2014 ; Fernández-Götz, 2017). D'une manière générale, les agglomérations dites « urbaines » se caractérisaient par la présence d'une série de marqueurs : système défensif ou tracé qui distingue dedans et dehors, voirie hiérarchisée, lieux de culte, monuments, bâtiments publics ou liés à l'autorité, forte densité d'occupation, usages du sol très variés reflétant la diversité des activités artisanales et commerciales

(Galinié et al., 2009). L'ensemble de ces marqueurs sont typiquement appréhendés dans le cadre d'une approche archéologique classique, mais ils représentent également un champ particulièrement approprié pour les études paléoenvironnementales et géoarchéologiques intra-site. Cette focalisation intra-site a cependant souvent conduit à négliger une autre facette très importante du développement des agglomérations urbaines : celle des interactions entre les processus propres au site urbain et l'environnement dans lequel il s'implante (Butzer, 2008).

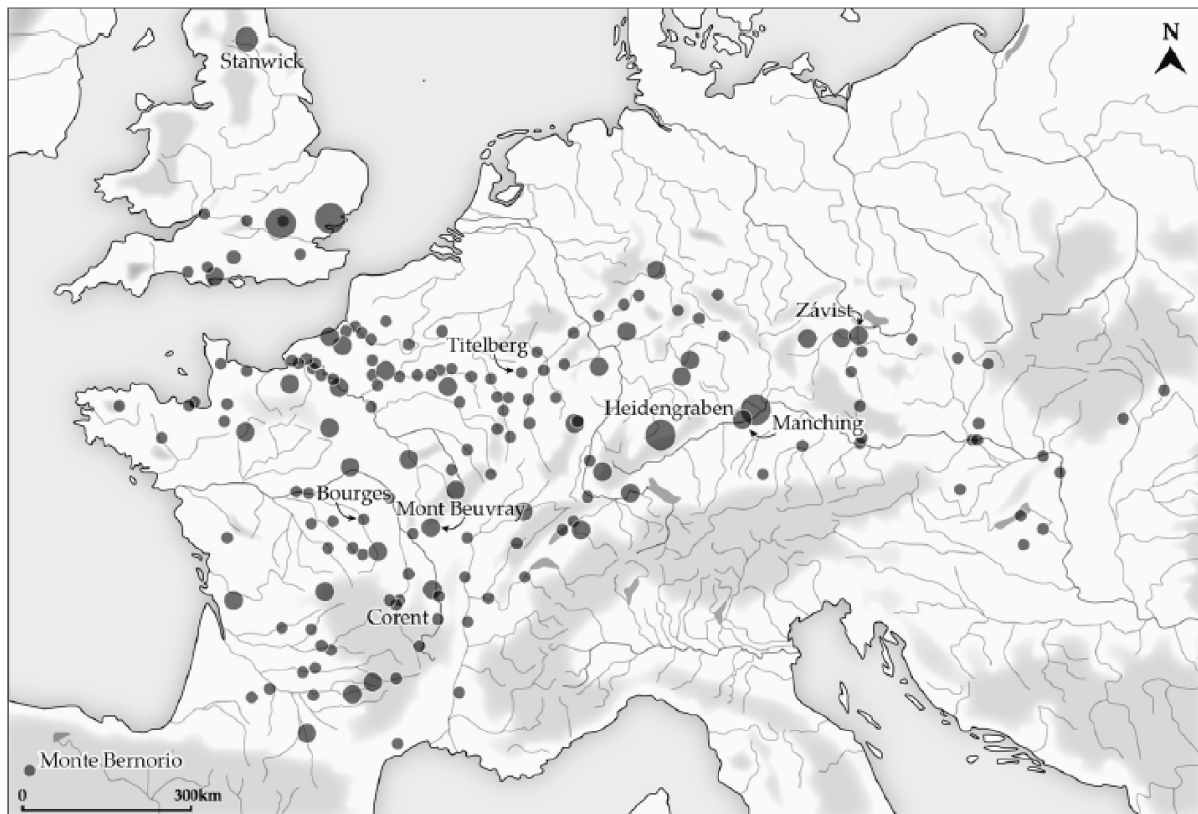


Figure 1-5. *Oppida* européens de la fin de l'âge du Fer (II<sup>e</sup>-I<sup>er</sup> s. BC) au nord-ouest de la chaîne alpine (Fernández-Götz, 2018). La taille des cercles est indicative de celle des agglomérations.

En effet, la ville implique une relation nouvelle et différente des sociétés urbaines à leur environnement. Elle représente l'apogée d'un mode particulièrement intensif d'exploitation des ressources d'un territoire. Elle draine et concentre les excédents, puis les consomme, les transforme ou les redistribue sur des courtes ou plus longues distances (Ellis et al., 2013 ; Fernández-götz, Wendling, & Winger, 2014).

Comme nous l'avons déjà avancé dans les sections précédentes, de nombreuses recherches suggèrent qu'à l'âge du Fer en Europe tempérée s'est produite une intensification agricole et pastorale (outillage métallique, amendement, traction animale généralisée) et une expansion des terres arables. La déforestation, progressive depuis la fin de l'âge du Bronze, est ainsi devenue très poussée au premier âge du Fer. Une agriculture plus intensive et à plus grande échelle s'est ajoutée à l'exploitation croissante des ressources naturelles pour d'autres activités (construction, métallurgie) et a été connectée à l'émergence des premières agglomérations proto-urbaines en Europe centrale et de l'ouest (Fernández-Götz, 2017 ; Styring et al., 2017). Ainsi, des travaux récents ont montré que les *oppida* s'alimentaient en bonne partie du surplus agricole généré par un réseau d'établissements ruraux de leur *hinterland*. Leurs besoins induisaient une intensification notable de l'exploitation des

ressources au fil de l'augmentation et de la concentration de la population et des activités (Milcent, 2012 ; Danielisova & Hajnalova, 2014).

Cette interaction entre les premières agglomérations urbaines d'Europe occidentale tempérée et leur environnement reste cependant largement méconnue et suscite de nombreuses interrogations. En premier lieu, le rôle des dynamiques sociétales (démographie croissante p.ex.) face aux variations climatiques dans les cycles d'essor et de déclin des agglomérations proto-urbaines et urbaines est une problématique complexe et très peu abordée (Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Fernández-Götz, 2017). La nature exacte des relations entre les centres urbains et leur environnement périurbain et rural en termes d'activités, de nature des paysages, de modes et pratiques de valorisation et d'exploitation, mais aussi d'impacts environnementaux (érosion des sols, perte de biodiversité, dégradation des zones humides, pollution, etc.) est aussi très largement à explorer (Butzer, 2008 ; Fernández-götz, Wendling, & Winger, 2014). Ces interrogations sont d'autant plus justifiées qu'en même temps, à partir de l'âge du Fer, des signes d'un forçage des écosystèmes et des morphosystèmes lié à la pression qu'exercent les sociétés sur leur environnement apparaissent en Europe tempérée (cf. sections précédentes).

Le développement non-linéaire des premières agglomérations urbaines en Europe de l'Ouest est donc un phénomène sociétal majeur du I<sup>er</sup> millénaire BC. Il semble s'être accompagné d'une cascade d'implications socio-environnementales encore méconnues. L'enjeu principal pour la recherche est donc de savoir dans quelle mesure cette période identifie un seuil d'irréversibilité dans la dialectique société-environnement. Il s'agit également de déterminer le rôle des phénomènes de proto-urbanisation dans le dépassement de ce seuil qui marque peut-être l'entrée de l'Europe celtique dans l'anthropocène.

## **2- La Limagne d'Auvergne, un atelier pour la recherche paléoenvironnementale intégrée**

### **2.1- L'homme entre volcans, plateaux et marais : trajectoire et état de la recherche paléoenvironnementale en Limagne**

La Limagne d'Auvergne, vaste plaine fertile au cœur des volcans et plateaux du Massif Central drainée par l'Allier (Fig. 1-6), est un territoire qui a attiré l'activité humaine depuis le Paléolithique (Provost & Mennessier-jouannet, 1994). Les agriculteurs des premières sociétés néolithiques ont su mettre à profit sa fertilité (Daugas & Raynal, 1989 ; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003). L'homme a ainsi commencé à apprivoiser cet espace et à y exercer son impact, en modifiant graduellement son environnement. L'évolution paléoenvironnementale de la Limagne a fait l'objet de nombreuses études depuis plus d'un siècle, dont les principaux jalons sont synthétisés dans les paragraphes suivants ainsi que dans le Tableau 1-1.

Les particularités géologiques et géomorphologiques de la Limagne, ainsi que la densité relativement forte des occupations préhistoriques ont attiré de manière précoce l'attention des naturalistes et des



archéologues. Déjà au XIX<sup>e</sup> siècle, alors que le site de Gergovie (Fig. 1-6F) faisait l'objet des fouilles pionnières de Stoffel soutenues par Napoléon III, les travaux géologiques de Lecoq étaient parmi les premiers et plus notables essais sur la nature géologique de la région (Lecoq, 1867). Quelques décennies plus tard, les travaux géologiques de Philippe Glangeaud et Jean Giraud, dont la modernité est saisissante, contribuaient à asseoir les connaissances sur l'évolution géologique de la Limagne (Giraud, 1902 ; Glangeaud, 1908). Les premières recherches concernant la morphogénèse et le relief en tant qu'objet d'étude arrivèrent encore quelques décennies plus tard durant les années 1950, avec les travaux de Max Derruau (Derruau, 1950).

Jusqu'aux années 1960, le Quaternaire récent de Limagne n'avait pas fait l'objet d'études géomorphologiques ou paléoenvironnementales détaillées en dépit de l'activité croissante des préhistoriens. Même Derruau, qui avait proposé l'hypothèse d'une incision würmienne en Limagne permettant le colmatage postérieur et la formation des *terres noires* qui la caractérisent, s'intéressait finalement très peu à celles-ci. A partir de 1963, les travaux pionniers de Louis Gachon ont posé les bases d'une recherche paléoenvironnementale moderne en Limagne, avec son étude intitulée « Contribution à l'étude du Quaternaire récent de la Grande Limagne marno-calcaire : morphogénèse et pédogénèse » (Gachon, 1963).

Dans ce travail, Gachon s'attèle au moyen de la géomorphologie, de la pédologie, de la sédimentologie et de la palynologie à l'étude du Quaternaire récent (derniers 6 millénaires) de la grande Limagne. Son travail intègre des données multi-proxys dans un cadre chronologique balisé par des datations radiocarbone, par la chronostratigraphie et par quelques données archéologiques.

Les principaux apports de Gachon résident dans une première intégration de la pédogénèse et la morphogénèse avec le climat, les dynamiques végétales et sociétales depuis le Néolithique. Il est le premier à suggérer une érosion des sols de Limagne due à l'action de l'homme depuis le Néolithique. Il observe également une progression de l'impact agricole et des défrichements depuis la fin de l'âge du Fer. Cette progression est marquée par une accélération du dépôt des terres noires de Limagne, qu'il est également un des premiers à étudier avec des méthodes modernes. En intégrant les variations climatiques et hydrologiques, il a également été un précurseur de l'étude de l'interaction des sociétés humaines avec la dynamique hydrosédimentaire des zones humides de Limagne. Son travail, remarquable par sa précocité et sa clairvoyance, a constitué le socle de toutes les études paléoenvironnementales qui ont suivi dans ce secteur de la Basse-Auvergne.

À la fin des années 70 et au début des années 80 une approche différente, basée sur la combinaison des données historiques, archéologiques et géomorphologiques, est développée par Luc Tixier, Jean-Pierre Daugas et Jean-Paul Raynal. A un premier modèle qui tente d'intégrer les données archéologiques et les variations climatiques, ainsi que quelques résultats géomorphologiques à l'échelle de l'ensemble de la Limagne, depuis le Paléolithique jusqu'à l'époque moderne (Daugas & Tixier, 1977), succèdent rapidement des travaux géomorphologiques plus approfondis (Daugas et al., 1978 ; Raynal, Daugas, & Pelletier, 1979) . Ils débouchent sur un modèle socio-environnemental intégré (archéologie, climat, géomorphologie, etc.) de l'évolution de la Limagne du Néolithique à la période romaine, proposé pour la première fois en 1982 et complété en 1989 (Daugas & Raynal, 1989).

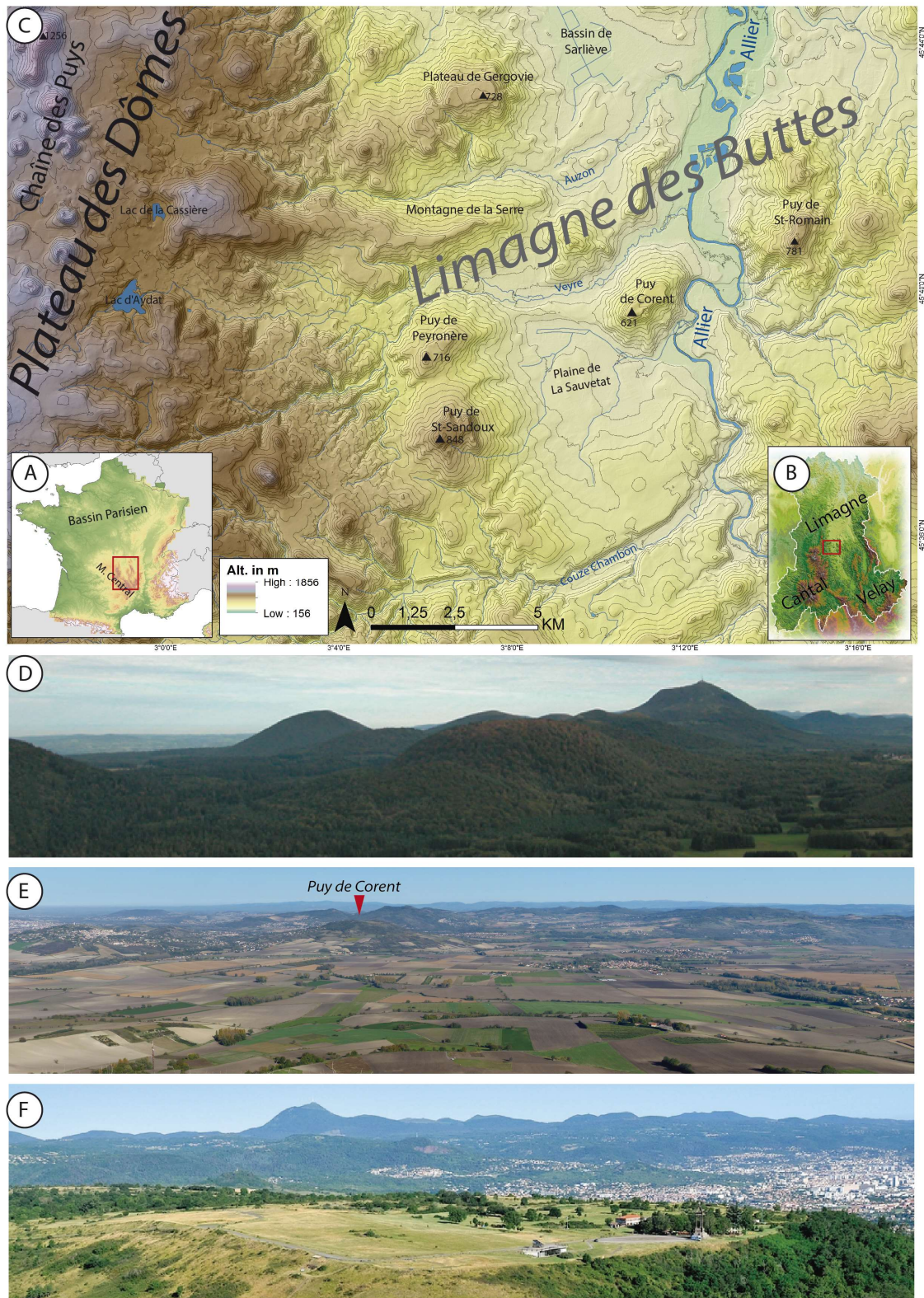


Figure 1-6. A, B- Localisation de la Limagne dans le Massif Central et l'Auvergne. C- Localisation de la zone sud de la Limagne ou Limagne des Buttes. D- Vue panoramique de la partie sud de la Chaîne des Puys (source : <http://www.planetepuydedome.com/destination-volcans/tout-le-puy-de-dome/cha-ne-des-puys-faille-de-limagne/la-cha-ne-des-puys-186-1.html>). E- Panorama de la Limagne des buttes depuis le Puy St-Romain, vers le nord. F- Panorama du sommet du plateau de Gergovie (premier plan). En arrière plan, la ville de Clermont-Ferrand, et la faille de Limagne qui articule le contact avec le Plateau des Dômes qui supporte la Chaîne des Puys (source : <http://www.clermont-fd.com/decouvrir/les-incontournables/le-plateau-de-gergovie/>).

Ces travaux et le modèle qui en découle ont le grand mérite d'intégrer les données archéologiques, climatiques et paléoenvironnementales, en étendant aux périodes protohistoriques une démarche qui était propre aux préhistoriens et quaternaristes. Ce travail est aussi le premier à permettre d'entrevoir une interaction cyclique entre le climat, les processus géomorphologiques, l'hydrologie et les modalités d'occupation de l'espace en Limagne humide. Il propose que des phases d'expansion dans l'activité humaine dans la basse-plaine lors de conditions climatiques favorables s'opposent à des phases de péjoration climatique qui contraignent les sociétés à les abandonner et à se réfugier sur les hauteurs. Cette idée-force est aussi le talon d'Achille du modèle, auquel certains reprochent un caractère mécaniste et surtout son déterminisme climatique cyclique. De fait, le modèle échoue partiellement à expliquer les dynamiques sociétales spécialement pour la protohistoire la plus récente où l'émancipation de l'homme de son milieu est croissante (Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Trément, 2011). En outre, le manque de résolution chronologique imposé par l'état des connaissances de l'époque fait que les interprétations sont schématiques et se réduisent aux tendances de grandes phases, ne permettant pas de discuter finement la complexité des causalités dans les interactions socio-environnementales. En dépit de ces limites, ce modèle reste cependant une référence fondamentale pour les travaux postérieurs, dont les grandes lignes et le phasage restent en général valides.

Dans les années 2000, le travail géomorphologique de Christèle Ballut en grande Limagne a abordé la question des rythmes et des seuils dans la morphogénèse, les dynamiques hydrosédimentaires et l'hydromorphie. Ce travail intègre efficacement et systématiquement les données archéologiques et paléoenvironnementales disponibles (Ballut, 2000, 2001 ; Ballut & Argant, 2004 ; Ballut & Guichard, 2005). Parmi ses principaux apports, il aboutit pour la première fois à une histoire complète de la morphogénèse et de l'activité hydrosédimentaire d'un secteur de grande Limagne du Néolithique au Moyen Âge, en améliorant la précision spatiale et temporelle des précédents travaux. Les données archéologiques, de plus en plus nombreuses depuis les années 90 du fait du développement de l'archéologie préventive, permettent une interprétation socio-environnementale un peu plus nuancée grâce à une meilleure connaissance de l'occupation du sol et apportent des calages chronologiques. Cet effort remarquable présente cependant quelques limites qui concernent principalement la précision chronologique et l'interprétation des analyses. Le manque de données radiocarbone impose des calages chronologiques archéologiques souvent trop larges, suffisants pour exposer le cadre général de l'évolution géomorphologique et hydrosédimentaire, mais qui rendent très difficile une discussion fine de l'interaction socio-environnementale et des systèmes de causalité. En outre, l'homogénéité macroscopique des Terres noires de Limagne fait qu'en l'absence d'étude micromorphologique les analyses sédimentologiques et chimiques sont très difficiles à interpréter. Ces difficultés se répercutent inévitablement dans l'interprétation paléoenvironnementale et l'exactitude du modèle évolutif proposé. Par ailleurs, celui-ci étant étendu à une petite zone de la grande Limagne, ses visées sont peut-être excessivement ambitieuses compte-tenu des limites exposées.

**Tableau 1-1. Synthèse non-exhaustive des principaux travaux de recherche paléoenvironnementale en Limagne depuis le XIX<sup>e</sup> siècle jusqu'en 2014.**

<b>Période</b>	<b>Principaux auteurs</b>	<b>Disciplines</b>	<b>Secteur(s) d'étude</b>	<b>Échelle(s) temporelle(s)</b>	<b>Publications de référence</b>
XIX <sup>e</sup> s.	H. Lecoq	Sciences naturelles, Géologie	Auvergne	Géologique	(Lecoq, 1867)
1900-1910	J. Giraud, P. Glangeaud	Géologie	Limagne, Puy-de-Dôme	Géologique	(Giraud, 1902; Glangeaud, 1908)
1950-1965	M. Derruau, Lo. Gachon	Géomorphologie, Palynologie	Grande Limagne	Géologique; Tardiglaciaire-Holocène	(Derruau, 1950; Gachon, 1963)
1975-1980	JP. Daugas, L. Tixier, JP. Raynal	Géologie du Quaternaire, Préhistoire	Limagne, Grande Limagne	Préhistoire, Tardiglaciaire-Holocène	(Daugas & Tixier, 1975; Daugas et al., 1978; Raynal, Daugas, & Pelletier, 1979)
1980-2000	JP. Daugas, L. Tixier, JP. Raynal, JF. Pastre, G. Vernet	Géologie du Quaternaire, Préhistoire	Limagne, Massif Central, Val d'Allier	Quaternaire, Tardiglaciaire-Holocène	(Pastre, 1986; Daugas & Raynal, 1989; Vernet et al., 1998; Vernet & Raynal, 2000)
2000-2011	C. Ballut, F. Trément, JJ. Macaire, A. Fourmont, J. Argant, G. Vernet, JP. Raynal, JF. Pastre	Géomorphologie, Géologie, Palynologie, Archéologie spatiale, Géologie et Géomorphologie du Quaternaire, Préhistoire	Marais de Grande Limagne, Marais de Sarliève, Val d'Allier	Quaternaire à Holocène Récent, Néolithique à Moyen-Age	(Ballut, 2000, 2001, Trément et al., 2002, 2007; Vernet & Raynal, 2002; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003; Ballut & Argant, 2004; Pastre, 2005; Fourmont, 2006; Prat, 2006; Fourmont, Macaire, & Bréhéret, 2009; Macaire et al., 2010; Trément, 2011)
>2011	G. Vernet	Géologie du Quaternaire	Grande Limagne	Tardiglaciaire à Moyen-Age	(Vernet, 2013)

Depuis 2005, les recherches paléoenvironnementales ont connu un nouvel essor, sous l'impulsion de plusieurs programmes de recherche. Celles-ci se sont principalement articulées autour du marais de Sarliève. Entre 2005 et 2011, ce paléolac a focalisé les efforts d'une équipe associant de nombreux spécialistes (archéologues, historiens, géologues, géomorphologues, palynologues, carpologues, géophysiciens etc.), mobilisés autour d'une approche multidisciplinaire intégrée des dynamiques sociétés-milieus. Elle a consisté en des prospections archéologiques extensives, des fouilles préventives lors de la construction de la grande Halle d'Auvergne, et des études géologiques grâce à des carottages réalisés dans le remplissage du bassin (dont certains ont fait l'objet d'analyses paléoenvironnementales multi-proxys). Elle a abouti à la production de nombreux résultats publiés dans une production scientifique assez conséquente (Fourmont, 2006 ; Fourmont et al., 2006 ; Hirschberger et al., 2006 ; Prat, 2006 ; Trément et al., 2007 ; Fourmont, Macaire, & Bréhéret, 2009 ; Macaire et al., 2010 ; Trément, 2011). A l'échelle du bassin versant du paléolac de Sarliève, un des principaux succès de ce travail est d'avoir caractérisé de façon approfondie le fonctionnement

systémique et l'évolution du milieu naturel depuis le début de l'Holocène (géologie, géomorphologie, flux hydro-sédimentaires, oscillations du plan d'eau, etc.).

Cependant, du fait d'une chronologie qui est restée très peu précise en dépit de récentes améliorations (Hatté et al., 2013), le cadre chronologique de cette étude n'est pas aussi fiable que ce qui était attendu. L'assemblage des différentes pièces de l'édifice n'est que partiel : l'interprétation fine, le dialogue interdisciplinaire et finalement l'intégration des données archéologiques, géomorphologiques, géoarchéologiques et paléoenvironnementales est très partielle, alors que pris indépendamment les uns des autres, l'analyse des proxys est très aboutie. Il en résulte qu'à Sarliève la discussion des relations société, climat et environnement a dû se limiter aux grandes phases d'évolution millénaires à pluri-millénaires (p.ex. Macaire et al., 2010). Une analyse fine à une échelle séculaire ou décennale a été totalement impossible, en dépit de la qualité de l'enregistrement sédimentaire et de l'abondance des données archéologiques recueillies. Finalement, bien qu'améliorant le modèle établi dans les années 80 en Limagne, celui résultant de la reconstruction du paysage à Sarliève à partir de l'évolution de l'interaction socio-environnementale (oscillations climatiques, impacts anthropiques, dynamiques sociétales, etc.) est fortement handicapé par ces insuffisances chronologiques.

En parallèle des avancées exposées dans les paragraphes précédents, l'étude des retombées volcaniques a également fortement progressé dans les dernières décennies. La connaissance téphrostratigraphique en Limagne fournit aujourd'hui non seulement des repères chrono-stratigraphiques précieux, mais également des données importantes concernant l'interaction entre les phénomènes volcaniques, climatiques, géomorphologiques et les sociétés, du Pléistocène supérieur (160 ka BP) à l'Holocène Moyen (7 ka) (Vernet et al., 1998 ; Vernet & Raynal, 2000 ; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003 ; Miallier et al., 2004 ; Fourmont et al., 2006 ; Vernet, 2013).

Ce rapide tour d'horizon des études paléoenvironnementales en Limagne, depuis les naturalistes et géologues du XIX<sup>e</sup> et début XX<sup>e</sup> siècle jusqu'aux travaux du XXI<sup>e</sup> siècle, permet de dégager plusieurs tendances (Tableau 1-1). La recherche, d'abord généraliste, s'est spécialisée graduellement dans des domaines différents dans la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Cette dispersion a été contrebalancée par une tendance à l'interdisciplinarité depuis les années 1980-90. Une intensification des activités s'est aussi produite dans cette période, avec une augmentation nette du volume de publications dans les années 2000. Les thématiques ont aussi évolué passant des approches géologiques et géomorphologiques classiques aux premières approches multidisciplinaires entre les années 60 et 80. Des progrès très importants ont été faits dans deux champs d'études distincts : le premier est centré sur le volcanisme et la datation des sédiments par les retombées au cours de la Préhistoire ; le second est centré sur la connaissance de l'interaction des sociétés avec leur environnement et l'évolution graduelle des paysages depuis le Néolithique.

Dans ce deuxième champ d'étude, le bilan de la recherche géoarchéologique et paléoenvironnementale en Limagne est mitigé, même si les études ont été très nombreuses depuis les années 2000. Ainsi, la recherche paléoenvironnementale a progressé à un bon rythme sur le Plateau des Dômes voisin depuis deux décennies (Miras et al., 2004, 2015 ; Lavrieux et al., 2013 ; Chassiot et al., 2018), mais aussi dans d'autres secteurs du Massif Central (Allée, 2003 ; Defive et al., 2017 ; Dendievel, 2017), ou encore dans la vallée du Rhône voisine (Berger et al., 2007 ; Notebaert, Berger, & Brochier, 2014 ; Salvador & Berger, 2014 ; Berger et al., 2016). En revanche en Limagne,

une situation de relative stagnation s'est produite après la phase de travaux intenses des années 2000, donnant la fausse sensation d'un aboutissement définitif des recherches.

Cette sensation est cependant trompeuse car en dépit des avancées méthodologiques majeures (données environnementales et archéologiques plus abondantes, démarches multidisciplinaires intégratives, analyses multi-proxys, emboîtement des échelles d'étude, approche systémique focalisée sur le bassin versant, etc.), les requis actuels de la recherche paléoenvironnementale et géoarchéologique, en particulier la haute résolution temporelle et spatiale des analyses et des résultats, n'ont pas été systématiquement atteints ce qui a empêché une discussion interdisciplinaire répondant aux standards actuels. Cet handicap est tout spécialement regretté par une partie de la communauté archéologique, alors que les recherches et les questionnements ont fortement progressé dans leurs disciplines (Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007). Un nouvel effort de recherche paléoenvironnementale paraît donc indispensable en Limagne, laquelle dispose assurément d'atouts majeurs pour l'affrontement d'anciens et nouveaux enjeux scientifiques autour de l'interaction socio-environnementale sur le long terme, et ainsi de contribuer à nourrir le paradigme émergent de l'anthropocène.

## **2.2- Le plateau de Corent, un site exceptionnel pour une recherche paléoenvironnementale intégrée**

Le plateau de Corent est un plateau volcanique d'une soixantaine d'hectares situé 20 km au sud de Clermont-Ferrand, au cœur de la Limagne des buttes (Fig. 1-6 et 1-7B). Dès le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, l'apparition récurrente de mobilier préhistorique et antique lors des labours motiva la réalisation des premières fouilles et ramassages de la part d'amateurs. Les fouilles reprirent dans les années 30 du XX<sup>e</sup> siècle avec quelques opérations isolées, qui ne durèrent pas dans le temps. En 1969, une sépulture néolithique fut fouillée sur l'un des sommets du plateau lors du décapage préalable à la réalisation de la carrière de pouzzolane de Roc Rouge (Daugas, 1972).

Il fallut attendre la fin des années 80 et le début des années 90 pour que débutent les premières fouilles modernes systématiques dirigées par Vincent Guichard et John Collis. L'ensemble des prospections et sondages réalisés permirent alors de repérer les secteurs potentiellement les plus riches en vestiges, et de focaliser les fouilles au centre du plateau où l'on découvrit un sanctuaire de taille importante (Guichard, 1991 ; Collis et al., 1993). Pourtant, les fouilles ne reprirent qu'en 2001, sous la direction de Matthieu Poux. Elles se sont succédé depuis quasiment sans interruption jusqu'à aujourd'hui. Ces fouilles sont à l'origine de la plupart des connaissances actuelles sur le site. Elles ont mis en évidence une occupation plus ou moins continue durant cinq millénaires, du Néolithique à la période romaine (Tableau 1-2).

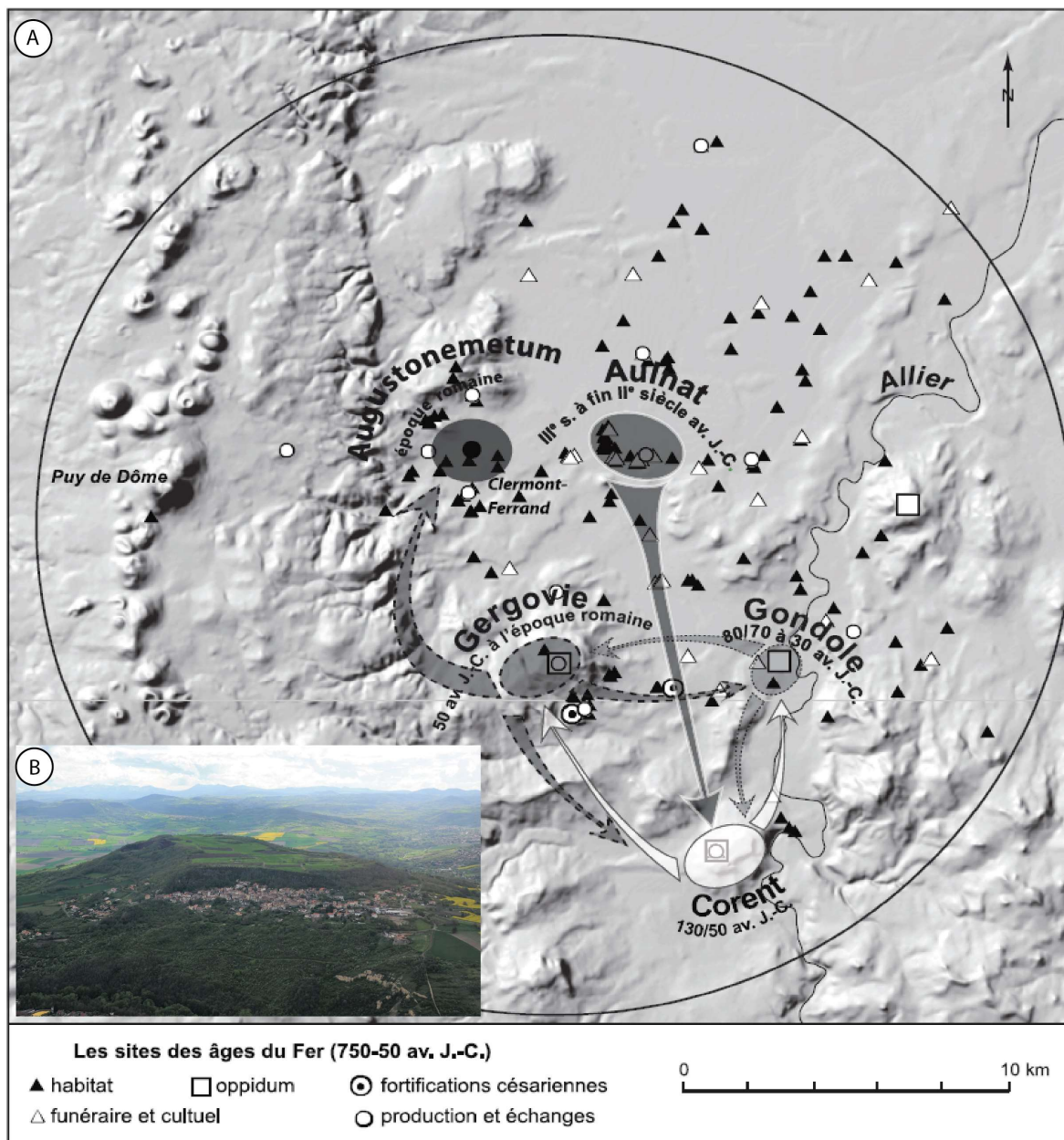


Figure 1-7. A- Dynamiques et relations des sites archéologiques du bassin Clermontois à l'Age du Fer (Darteville & Mennessier-jouannet, 2009), B- Vue aérienne du Puy de Corent (Cliché B. Dousteysier), C- Amphores vinaires italiques découvertes lors de la fouille programmée du site de Corent (Poux, 2012), D- Restitution 3D de l'oppidum de Corent à la fin de l'âge du Fer, avec ses principaux bâtiments publics (Modélisation Court-Jus Productions)

Le Néolithique est probablement la période la moins connue du site du fait de la très mauvaise conservation des niveaux d'occupation, mais une palissade monumentale et une tombe collective témoignent d'occupations importantes au Néolithique moyen et final (Daugas, 1972 ; Poux et al., 2016, 2018). L'âge du Bronze se caractérise fondamentalement par une très large agglomération au Bronze Final 3, peut-être proto-urbaine, qui a peu ou pas d'équivalent en Europe occidentale du fait de sa taille, sa situation en hauteur, ainsi que de sa richesse et des témoins de contacts commerciaux à longue distance dont elle témoigne (Milcent, Chassan, et al., 2014). Enfin, les découvertes archéologiques les plus récentes ont montré que l'occupation urbaine au Bronze Moyen était potentiellement aussi étendue que celle du Bronze Final 3 (Poux et al., 2018).

En revanche, au premier âge du Fer, seule une petite agglomération se développait au centre du plateau entre les VII<sup>e</sup> et VI<sup>e</sup> siècles BC, associée à la culture Hallstattienne et avec certaines caractéristiques proto-urbaines (Milcent, Poux, et al., 2014). Sous l'égide du complexe culturel laténien, le deuxième âge du Fer est sans doute la période la mieux documentée du site et auquel il doit l'essentiel de sa renommée. Une vaste agglomération (*oppidum*) occupait le site à la Tène finale, entre 140 et 30 BC (Fig. 1-7). Celle-ci disposait d'édifices monumentaux (sanctuaire, grande place, hémicycle d'assemblée, etc.) ainsi que de quartiers d'habitations, d'activité artisanale et marchande. Des traces indéniables de planification urbaine ont été identifiées (fig.1-7D). De plus, les témoins matériels de richesse et de commerce avec la Méditerranée sont extraordinairement abondants (Fig.1-7C) (Poux, 2012 ; Poux & Demierre, 2015). A proximité de cette importante agglomération se développaient quelques sites périphériques, peut-être aux fonctions spécifiques tel celui du Bay qui a pu être le port de Corent sur l'Allier (Vallat, 2002 ; Lauranson et al., 2016).

Du fait de sa richesse, de sa localisation et de la continuité de son occupation pendant la fin de l'âge du Fer, l'*oppidum* de Corent a été identifié comme étant la capitale des Arvernes (Poux, 2012). Sa situation proche de l'agglomération du III<sup>e</sup>-II<sup>e</sup> siècle BC d'Aulnat-Gandaillat et des *oppida* de Gergovie et de Gondole occupés pendant le I<sup>er</sup> siècle BC, dessine un schéma inhabituel et qui n'a pas d'équivalent en Europe tempérée (Fig. 1-7A).



Tableau 1-2. Principales séquences d'occupation du Puy de Corent en 2016. Les découvertes les plus récentes, pour certaines issues de ce travail de thèse, ne sont pas mentionnées (Poux et al., 2018).

Datations	Phases chronologiques	Occupations
5200-4300 BC	Néolithique ancien ou moyen 1	Indices de fréquentation
4200-3700 BC	Néolithique moyen 2	Palissades monumentales habitat fortifié (?), dépôts (haches polies, disques en schiste).
3700-3000 BC	Néolithique récent	Indices de fréquentation, dépôts.
3000-2400 BC	Néolithique final	Sépulture collective (cratère du Puy, Daugas 1976)
2400-2200 BC	Campaniforme	
2200-1600 BC	Âge du Bronze ancien	Indices d'occupation
1600-1300 BC	Âge du Bronze moyen	Indices d'occupation, dépôts de mobilier métallique (poignards, haches).
1300-1125 BC	Âge du Bronze final 1	Indices de fréquentation
11250-950 BC	Âge du Bronze final 2	Occupation bâtiments, foyers
950-800 BC	Âge du Bronze final 3	Habitat aggloméré : bâtiments, foyers ; dépôt de parures, armes, outils...
800-625 BC	Premier âge du Fer 1	Indices de fréquentation ; enclos funéraire au nord du sanctuaire (?)
625-510 BC	Premier âge du Fer 2	Habitat aggloméré bâtiments, foyers
510-425 BC	Premier âge du Fer 3	Indices de fréquentation (céramique, parures)
425-350 BC	La Tène ancienne	Indices de fréquentation (parures)
150-140 BC	La Tène moyenne	Indices de fréquentation (armement, parures, céramique)
140-30 BC	La Tène finale	Agglomération urbaine ( <i>oppidum</i> ) : sanctuaire et édifice d'assemblée, place de marché et quartiers d'habitat (voirie, bâtiments, foyers, caves, puits, ateliers)
30 BC -300 AD.	Époque romaine (Haut-Empire)	Agglomération secondaire : sanctuaire, théâtre, atelier de potier, quartiers à vocation artisanale et domestique (bâtiments d'habitat, caves, ateliers).
500-1500 AD	Antiquité tardive et Moyen Age	Déprise de l'habitat ; sépulture en coffre devant le sanctuaire.
1500-2014 AD	Époque moderne	Remise en cultures

Cette situation régionale a été interprétée comme un vaste réseau urbain à la configuration originale, caractérisé par trois *oppida* spécialisés (militaire ; artisanal et commercial ; politique et religieux) entre lesquels un espace d'environ 2500 ha était recouvert par un tissu d'occupations lâche (Poux, 2014). Des interprétations plus classiques suggèrent simplement, et peut-être plus justement, une alternance rapide des centres de pouvoir proches au sein d'un même territoire, dans le contexte politique trouble du I<sup>er</sup> siècle BC en Gaule centrale (Fig. 1-7A, Dartevelle, Mennessier-jouannet & Arbaret, 2009). Après la conquête romaine, le centre de gravité urbain s'est déplacé vers la ville romaine d'*Augustonemetum* (actuel Clermont-Ferrand) où elle subsistera jusqu'à l'époque actuelle. À Corent s'est alors développé une petite agglomération secondaire qui s'est maintenue jusqu'au III<sup>ème</sup> siècle AD.

Le site de Corent présente ainsi un grand potentiel archéologique avec une séquence chrono-culturelle de 5 millénaires. Ses phases proto-urbaines et urbaines au cours du I<sup>er</sup> millénaire BC, peut-être les occupations les plus caractéristiques du site, sont documentées depuis de nombreuses années dans le cadre de fouilles programmées. Ce site majeur pour la protohistoire européenne est à même de documenter de façon approfondie le phénomène d'émergence non-linéaire du fait urbain durant le I<sup>er</sup> millénaire BC, et potentiellement d'établir ses liens avec le monde rural ainsi que ses impacts sur le milieu naturel. Financé par la Région Auvergne, le programme AYPONA (*Paysages et visages d'une agglomération Arverne, approche intégrée et diachronique de l'occupation de l'oppidum de Corent (Auvergne, France)*, dir. Y. Miras & F. Vautier) a développé une approche paléoenvironnementale intégrée (archéologie spatiale, géomatique, archéologie environnementale et archéobotanique, géoarchéologie) ciblée sur le site de Corent et ses marges. L'objectif principal de ce programme, au sein duquel se développe cette recherche doctorale, était d'identifier les processus d'anthropisation et d'appropriation de ce point haut et de ses marges jusqu'à l'émergence d'une agglomération urbaine. AYPONA a développé une approche multidisciplinaire novatrice par la haute résolution temporelle et spatiale des données étudiées pour aborder les interactions socio-environnementales du site de Corent sur 5 millénaires. Elle se focalise sur l'exploitation des ressources naturelles et les impacts associés, l'adaptabilité des sociétés aux changements environnementaux et à l'évolution paysagère. Elle cherche aussi à identifier les facteurs qui les contrôlent lors de périodes-clés du premier millénaire BC qui aboutissent à la transformation du site en anthroposystème.



# II

## THE HIGHEST GRADIENT MODEL: A NEW METHOD FOR ANALYTICAL ASSESSMENT OF THE EFFICIENCY OF LIDAR-DERIVED VISUALIZATION TECHNIQUES FOR LANDFORM DETECTION AND MAPPING\*

\*Ce chapitre est la version pre-print d'un article de même nom publié dans la revue Remote Sensing (2017). Il développe une nouvelle méthode analytique pour évaluer et comparer l'efficacité de différentes techniques de visualisation des données LiDAR, qui est appliquée au jeu de données du Puy de Corent.



Article

# The Highest Gradient Model: A New Method for Analytical Assessment of the Efficiency of LiDAR-Derived Visualization Techniques for Landform Detection and Mapping

Alfredo Mayoral <sup>1,2,\*</sup>, Jean-Pierre Toumazet <sup>1,2</sup>, François-Xavier Simon <sup>3,4</sup>, Franck Vautier <sup>3,4</sup> and Jean-Luc Peiry <sup>1,2</sup>

<sup>1</sup> GEOLAB, Université Clermont Auvergne, Université Blaise Pascal, BP 10448, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France; j-pierre.toumazet@univ-bpclermont.fr (J.-P.T.); j-luc.peiry@univ-bpclermont.fr (J.-L.P.)

<sup>2</sup> CNRS, UMR 6042, GEOLAB, F-63057 CLERMONT-FERRAND, France

<sup>3</sup> Maison des Sciences de l'Homme, Université Clermont Auvergne, Université Blaise Pascal, BP 10448, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France; fxsimus@hotmail.com (F.-X.S.); franck.vautier@univ-bpclermont.fr (F.V.)

<sup>4</sup> CNRS, USR 3550, MSH, F-63057 Clermont-Ferrand, France

\* Correspondence: alfredo.mayoral@univ-bpclermont.fr; Tel.: +33-473-346-823

Academic Editors: Rosa Lasaponara, Richard Gloaguen and Prasad S. Thenkabail

Received: 16 November 2016; Accepted: 26 January 2017; Published: 10 February 2017

**Abstract:** ALS-derived raster visualization techniques have become common in recent years, opening up new possibilities for subtle landform detection in earth sciences and archaeology, but they have also introduced confusion for users. As a consequence, the choice between these visualization techniques is still mostly supported by empirical knowledge. Some attempts have been made to compare these techniques, but there is still a lack of analytical data. This work proposes a new method, based on gradient modelling and spatial statistics, to analytically assess the efficacy of these visualization techniques. A selected panel of outstanding visualization techniques was assessed first by a classic non-analytical approach, and secondly by the proposed new analytical approach. The comparison of results showed that the latter provided more detailed and objective data, not always consistent with previous empirical knowledge. These data allowed us to characterize with precision the terrain for which each visualization technique performs best. A combination of visualization techniques based on DEM manipulation (Slope and Local Relief Model) appeared to be the best choice for normal terrain morphometry, occasionally supported by illumination techniques such as Sky-View Factor or Negative Openness as a function of terrain characteristics.

**Keywords:** LiDAR; visualization techniques; highest gradient model; spatial statistics; landforms detection; microtopography

---

## 1. Introduction

Airborne LiDAR (Light Detection & Ranging) technology is fast becoming one of the main methods for producing Digital Elevation Models (DEMs) as a result of its ability to efficiently collect topographic information over a large area with high precision and speed. Consequently, LiDAR is now used for a wide range of sciences and its potential has been successfully demonstrated in archaeology, geomorphology, and earth sciences, as well as other disciplines that require precise geographic information and detection of subtle landforms. LiDAR survey is especially useful when

traditional surveys (aerial survey, field survey, etc.) are difficult, time-consuming, or provide low quality results [1,2].

In geomorphology, LiDAR surveys have been applied to study alluvial areas [3–6], glacial landforms [7,8], landslides dynamics in forested areas [9–11], or large-scale tectonic geomorphology under dense forest [2,12]. In archaeology, unknown or poorly defined sites have been discovered or better characterized through LiDAR data, particularly where vegetation cover is dense [13–26], areas are large and difficult to access [27,28], or when there are weathered remains with poor surface characteristics [29,30].

Usually, LiDAR data are filtered and classified to extract ground points, in order to produce a Digital Terrain Model (DTM) using different interpolation methods. In a second step, Derived Models (DMs) are produced from the DTM using several techniques. A broad range of DMs exist and are used as supplementary tools to improve detection and mapping of subtle landforms with high precision. These Derived Models are usually grouped into the so-called visualization techniques (VTs) which include the “classic” types (shading models, slope models, and “color cast” models), and also newer and more specific models such as Sky-view factor [19], Local Relief Model [31] or Openness [32,33]. These mostly recent (2010–) developments in VTs have resulted in a suite of DMs mainly developed for finer detection of archaeological remains and characterization, but also for geological and geomorphological use [2].

However, this diversification of VTs is confusing for the standard user. One problem is that computing methods may sometimes be complex or obscure, making the interpretation of the resulting DM far from straightforward. A more important technical constraint is that few empirical criteria exist to select the most suitable technique for each dataset and field survey. Some working strategies and guidelines have been proposed [6,34,35], but in most cases the empirical and subjective trial-and-error method for choosing the most appropriated VT remains the best option [2].

Comparisons or combinations of the different VTs, to assess their suitability, have mainly been performed according to qualitative or quantitative (but not analytical) approaches, such as visual assessment, detection counting, profile comparison, and multiple users survey [19,33,34,36,37]. These studies have provided valuable results, but have not completely eliminated sources of subjectivity and human operator bias. For example, the choice of a parameter such as the color ramp influences the representation of the different models and therefore the subjective interpretation by the user, causing confusion in assessments of the quality and suitability of each VT for a given dataset. Specialists will also often focus on certain points of their own interest, and tend to detect what they already know and unconsciously neglect other elements. Indeed, very few studies have been made to clarify the advantages and drawbacks of the different VTs. Some authors have begun to explore a complementary process, involving analytical comparison methods [35], but an in-depth analytical comparison of these techniques is still required.

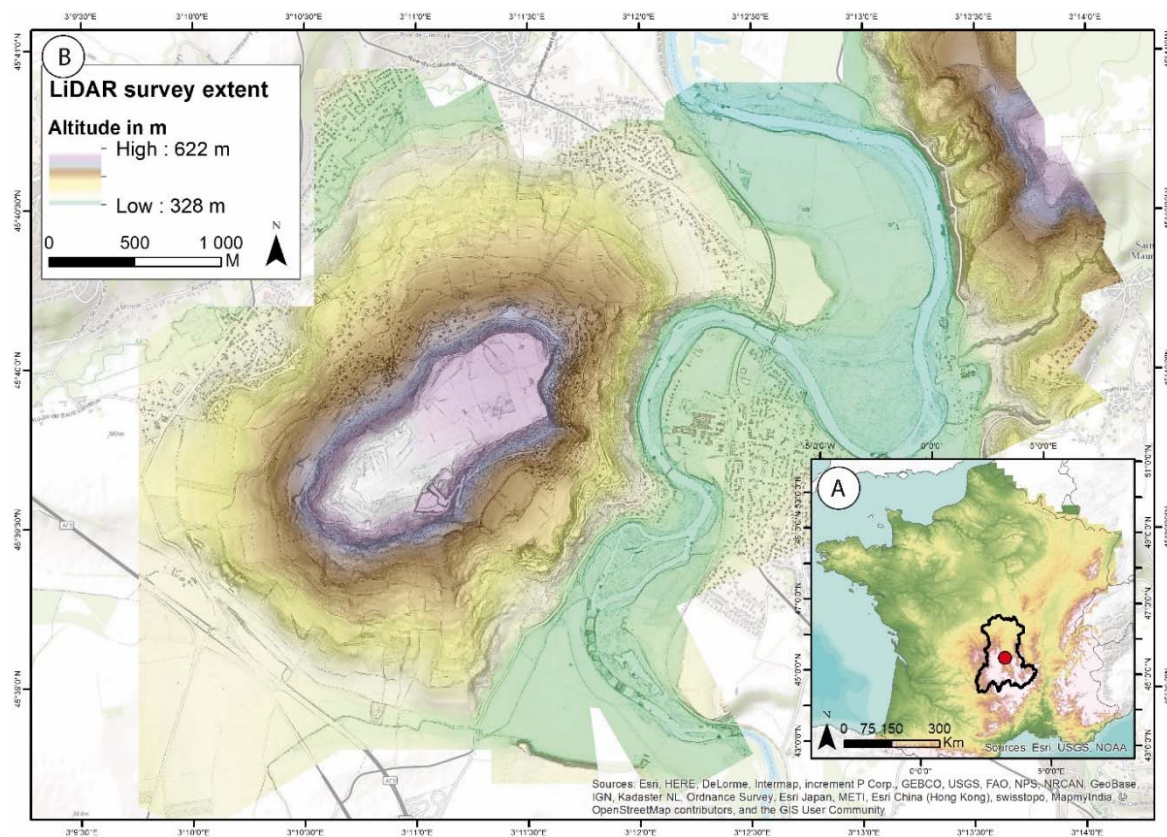
This paper aims to fulfill this need for a means to evaluate LiDAR VTs by proposing a completely new analytical approach based upon spatial statistics analysis. To achieve this objective we (i) evaluated a selected panel of VTs with non-analytical approaches to provide a basis for comparison; (ii) assessed the same panel with a new fully analytical approach, the Highest Gradient Model (HGM), to test its relevance and limits; and (iii) summarized and compared the results of both approaches to extract general conclusions concerning VTs’ performance.

## 2. Materials and Methods

### 2.1. The LiDAR Survey

We tested the effectiveness and potential of applying HGM using a LiDAR dataset acquired as a part of a research project called AYPONA [38]. AYPONA is an interdisciplinary program involving geoarchaeology, paleoenvironmental analysis, environmental archaeology, and geomatics to study the plateau of Corent (Figure 1), a major archaeological site in Auvergne (French Massif Central).

This site is characterized by a series of human settlements beginning in the Neolithic period and continuing until the Middle Ages [39]. The first objective of the use of LiDAR on this site was to model with a very high resolution the subtle variations of the relief, which may be indicators of the presence of archaeological remains. The second objective was to be able to map landforms to produce a precise geomorphological map, in order to identify areas of geoarchaeological or paleoenvironmental interest. Using a LiDAR survey was all the more necessary since part of the plateau and its slopes are obscured by dense forest cover.



**Figure 1.** (A) Study area location in French Massif Central; (B) LiDAR survey extent. The Allier River alluvial plain and terraces occupy the eastern area, whereas the Corent plateau and its slopes stand in the central and western areas.

LiDAR data were acquired by airborne laser scanner in March 2014 with a minimum of 18 emitted laser pulses per square meter. The flight altitude was 500 meters and an area of 22 km<sup>2</sup> was covered by 19 lines in two perpendicular directions. The initial LiDAR point-cloud classification was performed by the data provider to generate a raster DTM. This resulting DTM was not entirely satisfactory and we noted several classification errors such as erratic outliers, missing parts of archaeological remains and/or bare earth. In order to enhance the quality of the point cloud classification, we used the Multiscale Curvature Classification for LIDAR Data (MCC-LiDAR) algorithm, which is a command-line tool for processing discrete-return LiDAR [38,40]. The MCC algorithm applies a  $3 \times 3$  kernel focal mean to the initial raster and returns a vector representing the mean  $z$  value. The initial raster and this vector are compared regarding a curvature tolerance  $Z > x + t$  where  $Z$  is the initial raster,  $t$  the curvature tolerance, and  $x$  the processed vector. If  $Z$  is lower than  $x + t$ , the point is classified as a ground point. The algorithm iterates over the non-classified points until it reaches a convergence threshold. The optimal bare earth classification was obtained with a curvature tolerance ( $t$ ) = 0.4 and a scale parameter ( $s$ ) = 0.2.



Bare earth returns were first interpolated using the natural neighbor method and converted into a regularized raster DTM, with a 0.50 m grid in the x-y plane, and with height values in meters. A 0.50 m pixel size is considered to be sufficient to preserve all the detail of bare earth point clouds and so to detect geomorphological and archaeological features [2,30,41]. The resulting raster DTM of Corent is a significant sample of a varied landscape, with a wide range of landforms and archaeological features. Therefore, it is an ideal dataset to test various relief VTs and to develop a fully analytical assessment method based on raster computing and spatial statistics.

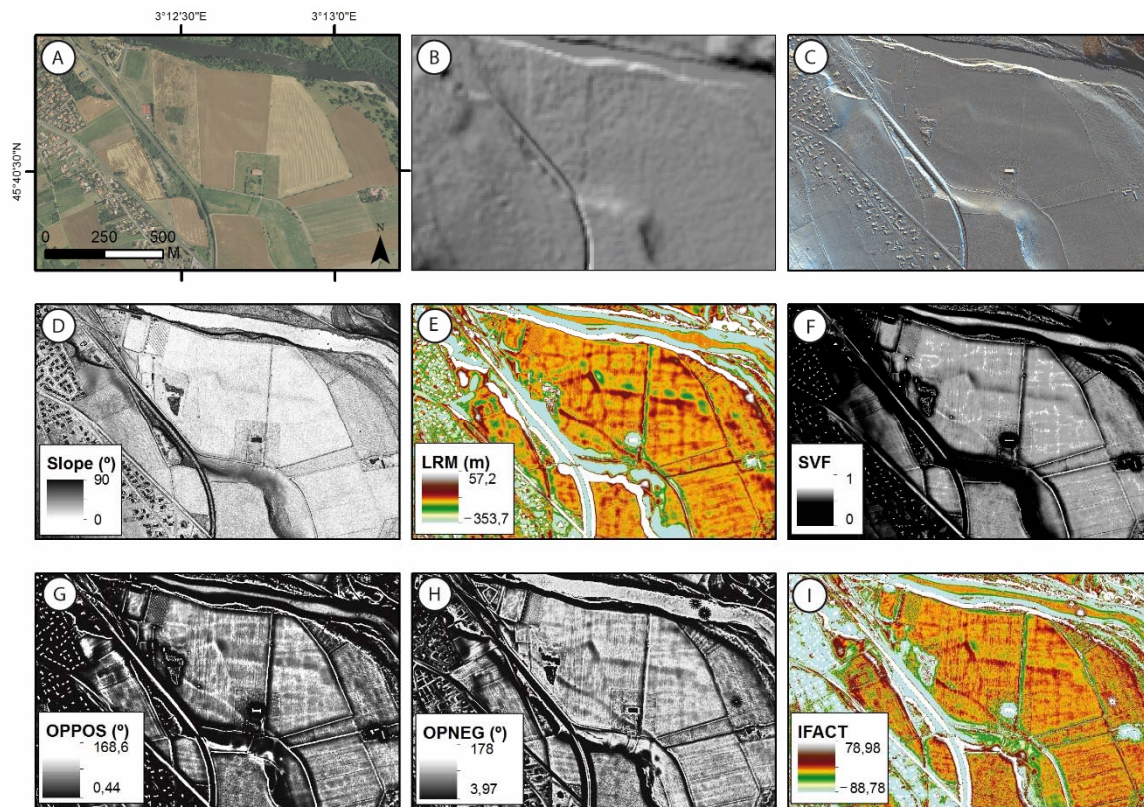
## 2.2. Processing Derived Models

Within the broad range of VTs available, we selected six of the better performing ones for the visual detection of topographic anomalies. Slope (named in this paper SLOPEVIS to avoid confusion with slope as a terrain parameter) is a good compromise between extremely easy computing and reasonable results in most terrain types. Additionally, it is not dependent upon the illumination direction (unlike shading models) and interpretation is straightforward [35]. Local Relief Model or LRM [31] is an upgrade of the classical trend removal technique, considered especially useful for light relief in flat areas [30,34,35]. Both VTs are usually classified as DEM-manipulating methods.

Sky-View Factor (SVF) is an illumination technique based on the calculation of the visible sky from each position [18,19], used in urban areas but also in geomorphological mapping and archaeological remains detection. Positive and Negative Openness (OPPOS and OPNEG) are also illumination techniques based on the degree of openness of the relief at one point, used successfully in geomorphology and archaeology [32,33]. These illumination techniques have the major advantage of being independent of illumination direction, without any relief distortion. Finally I-Factor (IFACT) is a composite index from Positive and Negative Openness used in geomorphology [2]. Each VT has shown, often on an empirical basis, advantages and drawbacks depending on the terrain type, characteristics of the detection target, etc. For model processing details, see Table 1. As the kernel size was a key parameter conditioning results [34], after empirical trials of a broad range of kernel sizes, a 25 m radius circular kernel was judged optimal for all selected VTs (except for SLOPEVIS, because a  $3 \times 3$  square kernel is the usual setting for most users) given the relatively large size of the target landforms (e.g., ancient field patterns) [31,33]. Some examples of results are given in Figure 2.

**Table 1.** Selected visualization techniques, software used, and settings.

	Software	Settings	Reference
<b>Slope (SLOPEVIS)</b>	ArcGIS Spatial Analyst	Standard ( $3 \times 3$ sq. kernel, degrees)	-
<b>Local Relief Model (LRM)</b>	Open source toolbox for ArcGIS	Circular kernel (25 m)	[42]
<b>Sky-view Factor (SVF)</b>	Relief Visualization Toolbox 1.1		
<b>Positive Openness (OPPOS)</b>	Relief Visualization Toolbox 1.1	16 search directions, Circular kernel (25m), Noise removal: medium, Vertical exaggeration: 2	[18,19,43]
<b>Negative Openness (OPNEG)</b>	Relief Visualization Toolbox 1.1		
<b>I-Factor (IFACT)</b>	ArcGIS Raster Calculator	$I = (OPPOS - OPNEG)/2$	[2]



**Figure 2.** Examples of VTs used (D–I) at a 0.5 m resolution compared with other traditional techniques and DEM resolutions (A–C), within a flat area with ancient field patterns. The stretch type is given in parentheses. (A) Aerial Imagery (source: IGN, 2013); (B) hillshade from a 10 m photogrammetric DEM (source: CRAIG); (C) 0.5 m-DEM Multihillshade; (D) slope (Hist. Eq.); (E) Local Relief Model (StD); (F) Sky View Factor (Hist. Eq.); (G) Positive Openness (StD); (H) Negative Openness (StD); (I) I-Factor (StD).

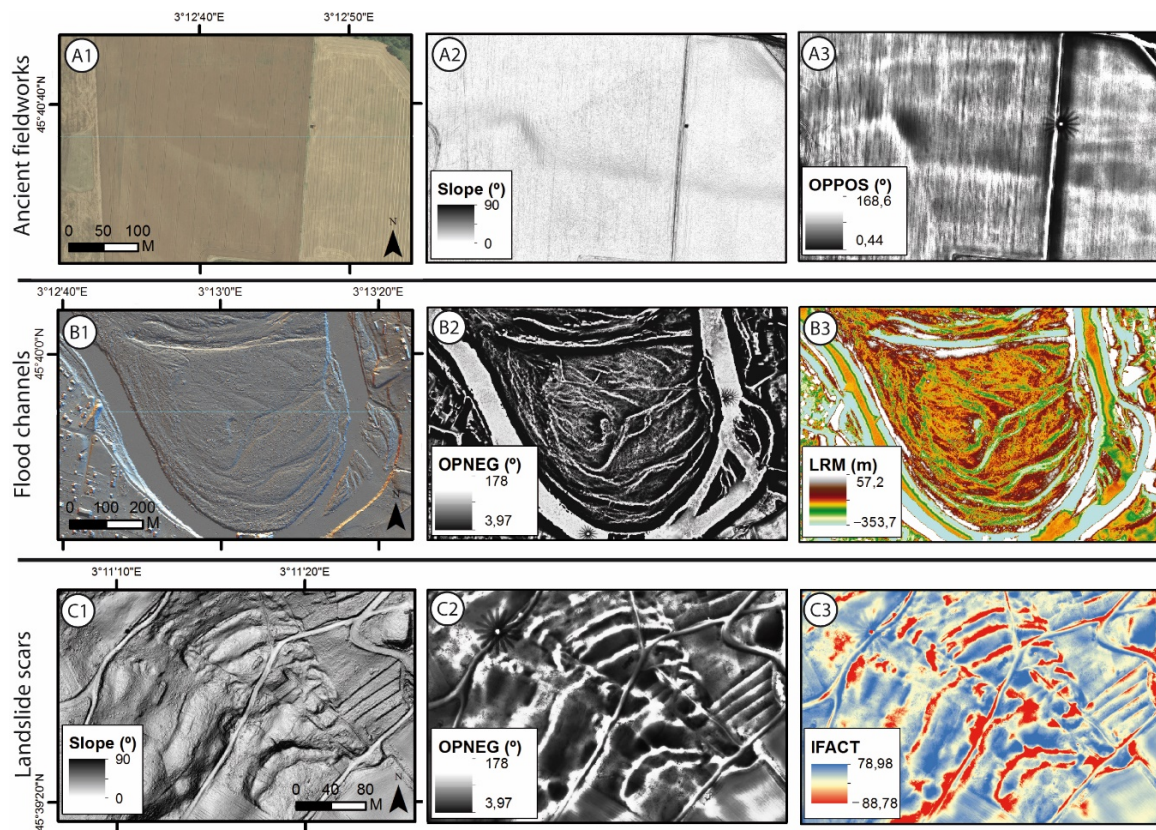
### 2.3. Assessing Methods for Derived Models

The selected panel of VTs was assessed with non-analytical and analytical approaches. The non-analytical approach is based on human operator detection, first with qualitative and secondly with quantitative assessment. It is easy to perform and provides valuable results, but is also subjective. We used this approach as a preliminary step to obtain a rapid assessment of VTs performance, which served as a benchmark for the results of the analytical approach developed in this work.

The analytical approach is based on spatial statistics analysis and provides fully analytical data on VTs' performance. It was used to obtain an objective and more detailed assessment, which can be compared with the non-analytical results in order to complete the knowledge concerning the VTs, but also to highlight the advantages of this new analytical approach.

#### 2.3.1. Non-Analytical Approach

The non-analytical approach included two methods of assessment. A qualitative assessment was based on DMs visual examination by an experienced user, who approximately estimated (using symbols “–” to “+++”) the suitability of each VT for each landform type detection (Table 2). Secondly, we undertook a more exhaustive quantitative assessment, again based on visual examination but completed by manual digitalization of detected features, to count features and their measured lengths [36]. The results were presented as total cumulated length of feature detected per technique (Table 3).



**Figure 3.** Selected areas (ancient field patterns in a flat fluvial terrace, flood channels, and landslide scars in steep slopes) under some VTs. The stretch type is given in parenthesis. (A1) Aerial imagery (source: CRAIG, 2013); (A2) Slopevis (Hist. Eq.); (A3) Positive Openness (StD); (B1) Multihillshade; (B2) Negative Openness (StD); (B3) Local Relief Model (StD); (C1) Slopevis (StD); (C2) Negative Openness (Hist. Eq.); (C3) I-Factor (StD).

We used these two complementary methods within three test windows containing selected target landforms and archaeological remains representative of the study area diversity (Figure 3). The first window contains ancient field patterns (subtle convexities in flat relief), the second is characterized by small flood channels (alternating concavities and convexities in flat areas), and the third targets rotational landslide scars (sharp concavities in steep slopes).

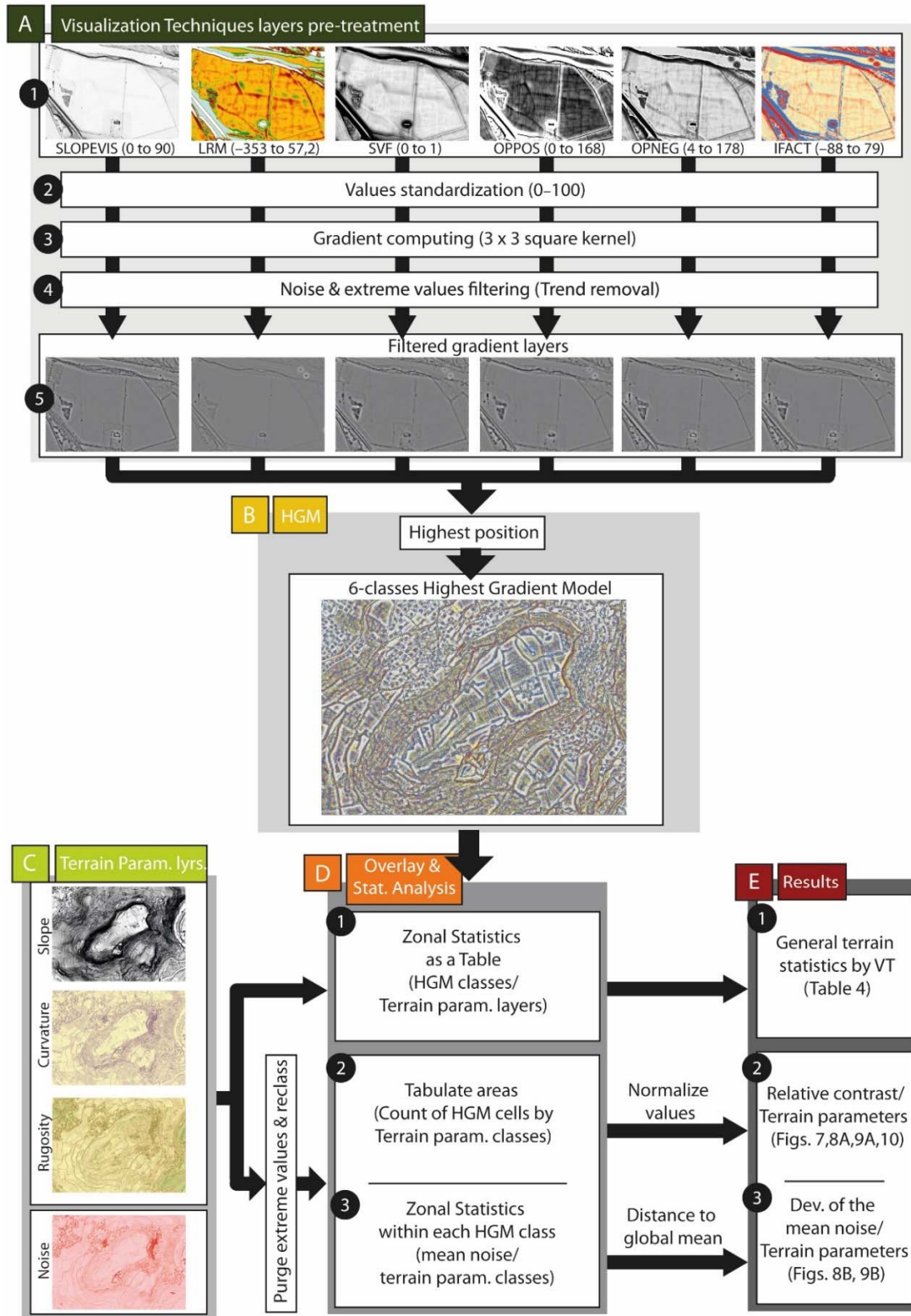
For both approaches, the display parameters (color ramp, stretch, brightness, and contrast) were modified for each visual examination in order to find the best configuration for visual detection and ensure an equal-basis assessment (Figures 2 and 4). This reproduces normal operator use, whereas using the same display parameters in all cases would have introduced bias as each VT has better results with different display parameters. For maximal data consistency, all the detections were performed by the same operator, with experience in the use of the different VTs, and under the same conditions.

### 2.3.2. Analytical Approach

#### Processing the Highest Gradient Model (HGM) Method

Contrast between adjacent cells is probably the most important component of visual detection, because it is the basis of shape and pattern recognition [35]. A good VT should enhance the contrast as much as possible, depending on scale and detection targets. Therefore, we propose using a contrast-based model to assess VTs. If in previous works standard deviation (StD) had been used as a proxy for contrast between cells [35], we propose the gradient parameter as an indicator of contrast. High gradient values in short distances imply high ability of a model to show clear and precise contours of subtle features. The Highest

Gradient Model (HGM) determines the cells with the highest gradient for each set of DMs, and as a consequence which ones are more suitable for visual detection. A HGM for the six chosen DMs (Table 1) was built using ArcGIS software, following the steps detailed below (Figure 4).



**Figure 4.** General workflow to compute Highest Gradient Model (HGM) and produce spatial statistics from the six selected VTs.

The six initial DMs corresponding to the VTs have different units and value ranges, making them difficult to compare (Figure 4A1). In order to make them comparable, they were standardized by stretching the values to a range of 0 to 100 (Figure 4A2) using the formula  $I100 = [(I - V_{min}) / (V_{max} - V_{min})] \times 100$ , where  $V_{min}$  and  $V_{max}$  represent the minimum and maximum values of the raster layer,  $I$  the value for a given cell, and  $I100$  the same value stretched to the 0–100 range.

Secondly, we calculated gradients for the resulting six standardized rasters using the Spatial Analyst Slope tool with a  $3 \times 3$  square kernel. Thirdly, we applied a trend removal (25 m circular kernel) to the six resulting gradient rasters in order to remove general trends for the benefit of local variations that were targeted by this model. From this processing we obtained six filtered gradient rasters (Figure 3A3–A5) that have the same units and similar range of values (approx. –2000 to 10,000), allowing comparisons between them.

Finally, the Highest Position tool (Spatial Analyst) was used within the methods to create the Highest Gradient Model (Figure 4B). The final HGM result appears as a six-class raster model with the same resolution as the initial DMs, and the main relief details are recognizable. Each class represents cells where one VT has higher contrast than the five others. Consequently, it is the best choice for landform detection for these cells.

#### Using the Highest Gradient Model for Spatial Statistics Analysis

In order to obtain detailed characterization of the terrain in which each VT performs best, we performed spatial statistics analysis combining terrain morphology layers with the HGM classes. For this we computed from the original ALS-derived DTM three raster layers representing terrain morphometry (slope, curvature, and rugosity; see Figure 4C), and overlaid them with the six classes of the HGM (one for each VT).

Slope was computed with Spatial Analyst ( $3 \times 3$  square kernel). We calculated Bolstad curvature from the original DTM with a kernel of three-cell radius circle using the “Geomorphometry and Gradient metrics” toolbox [44]. As a proxy of rugosity (a similar parameter to roughness understood as small-scale variations of amplitude in the height of a surface) we used the Surface Relief Ratio (SRR), also called Hypsometric Integral [45], which is given for a surface by:

$$SRR = (z(\text{mean}) - z(\text{min})) / (z(\text{max}) - z(\text{min})). \quad (1)$$

Values usually tend to be 0.5 (a straight slope surface with no rugosity) in both directions. This was computed with the same toolbox (three-cell radius circular kernel).

Additionally we computed the standard deviation raster as a proxy for the DTM noise [35], with a circular kernel of three-cell radius (Figure 4C). The noise is considered as  $z$  variations with low amplitude and low wavelength not corresponding to the real terrain topography or judged insignificant at the scale of this work.

In order to perform a general spatial statistical analysis we first used Zonal Statistics as a Table tool (Spatial Analyst) to calculate mean and StD values of the four terrain rasters for each HGM class (Figure 4D1). When necessary, values were simplified to improve reading and interpretation (Table 4).

Secondly, for deeper and more detailed analysis we overlaid HGM classes and terrain layers using the Spatial Analyst Tabulate Area tool (Figure 4D2). For this, we first purged outliers and extreme values, and reclassified each terrain layer. Noise was reclassified in 5-mm classes, slope in 90 one-degree classes, curvature in 100 classes from –0.1 to 0.1 (–99 to +99), and SRR in 100 classes from 0 to 1 (1 to 100). Tabulate Area produced as values the total count of cells in the intersections of each terrain and HGM classes. These values were divided by the total number of cells in each terrain class in order to obtain relative values and eliminate the effect of a given terrain configuration. In the resultant graphs, the Y axis represents a relative contrast from 0 to 1 by VT for terrain classes (Figures 7, 8A and 9A).

Thirdly, to explore the relationship between mean noise and terrain characteristics by VT we used Zonal Statistics to overlay the values of mean noise with terrain classes, each time within a unique class of the HGM (Figure 4D3). Results were merged and shown as a distance to HGM mean noise (Figures 8B and 9B). This processing was not applied to SRR due to the fact that rugosity and noise are close parameters, and therefore the analysis of noise/SRR relationship was meaningless.

### 3. Results

#### 3.1. Non-Analytical Assessment Methods

##### 3.1.1. Qualitative Image Analysis: Landform Detection

The three selected windows for visual qualitative assessing (Figure 3) included areas with anthropogenic (ancient fields patterns), fluvial (flood channels), and slope landforms (landslide scars). The results show estimated effectiveness of VTs depending on targets and terrain characteristics (Table 2). SLOPEVIS appears as a useful visualization on sharp landforms in steeper slopes as rock slump scars, but shows limited performance when used in particularly flat areas with smooth concave or convex landforms. At the opposite end of the spectrum, LRM performs extremely well with subtle landforms in flat areas, but loses effectiveness in slopes or in more marked reliefs. SVF has a homogeneous behavior in all terrains with good results. OPPOS and OPNEG work well in all terrains: the first apparently works better on convex landforms and second on concave ones. Finally, IFACT gives medium to good results in all areas, especially in landforms with alternating concavities and convexities like flood channels.

**Table 2.** Estimated performance of VTs in selected areas. Qualitative value representing the overall user impression is given by graduated symbols (– to +++).

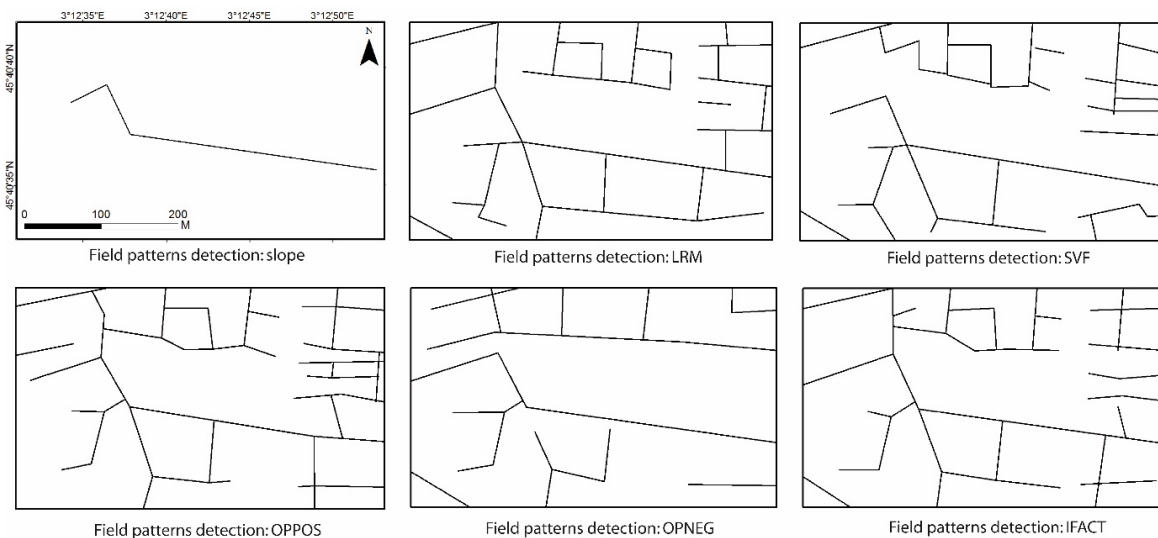
	Rock Slumps Scars	Flood Channels	Ancient Field Patterns
SLOPEVIS	+++	–	–
LRM	+	++	+++
SVF	+	+	+
OPPOS	++	++	+++
OPNEG	+++	+++	++
IFACT	++	+++	++

##### 3.1.2. Counting Total Detected Landforms' Length

Major differences appear in the total lengths of landform detected but also in the shapes, level of detail, and relative position of different segments, which could affect operator interpretations (an example applied to field patterns is given in Figure 5). The total length detected for the three selected windows is summarized in Table 3. In the case of flat areas with ancient field patterns, SLOPEVIS was once again the worst technique and OPPOS and LRM were among the best. Unexpectedly, IFACT and especially SVF showed improved behavior compared to what was previously estimated (Table 2). In areas with alternating concavities and convexities (flood channels), the best (OPNEG and IFACT) and the worst (SLOPEVIS) VTs remained unchanged. However, IFACT proved to be a little better than OPNEG, and LRM showed better results than anticipated with values close to 3000 m of feature length detected. In the steeper areas with rock slump scars, some changes in the relative performance of VTs are also noticeable: SLOPEVIS and OPNEG were the best techniques, as was previously estimated, and SVF the worst. In intermediate positions OPPOS, IFACT, and LRM appear to be much closer to OPNEG (almost equivalent in terms of total length detected) than previously estimated.

In general, the results shown in Table 3 are consistent with Table 2, but with some important differences. This shows that despite the general reliability of human assessment, the variation of

display parameters for each model optimization and the human viewer can introduce important biases in technique comparisons. Additionally, differences between operators (not assessed in this work) are a well-known source of interpretation bias [35].



**Figure 5.** Example of digitalization (detected field patterns within a selected window) using selected VTs. Strong differences are noticeable in the total length detected but also in segment directions and positions, affecting the visual interpretation.

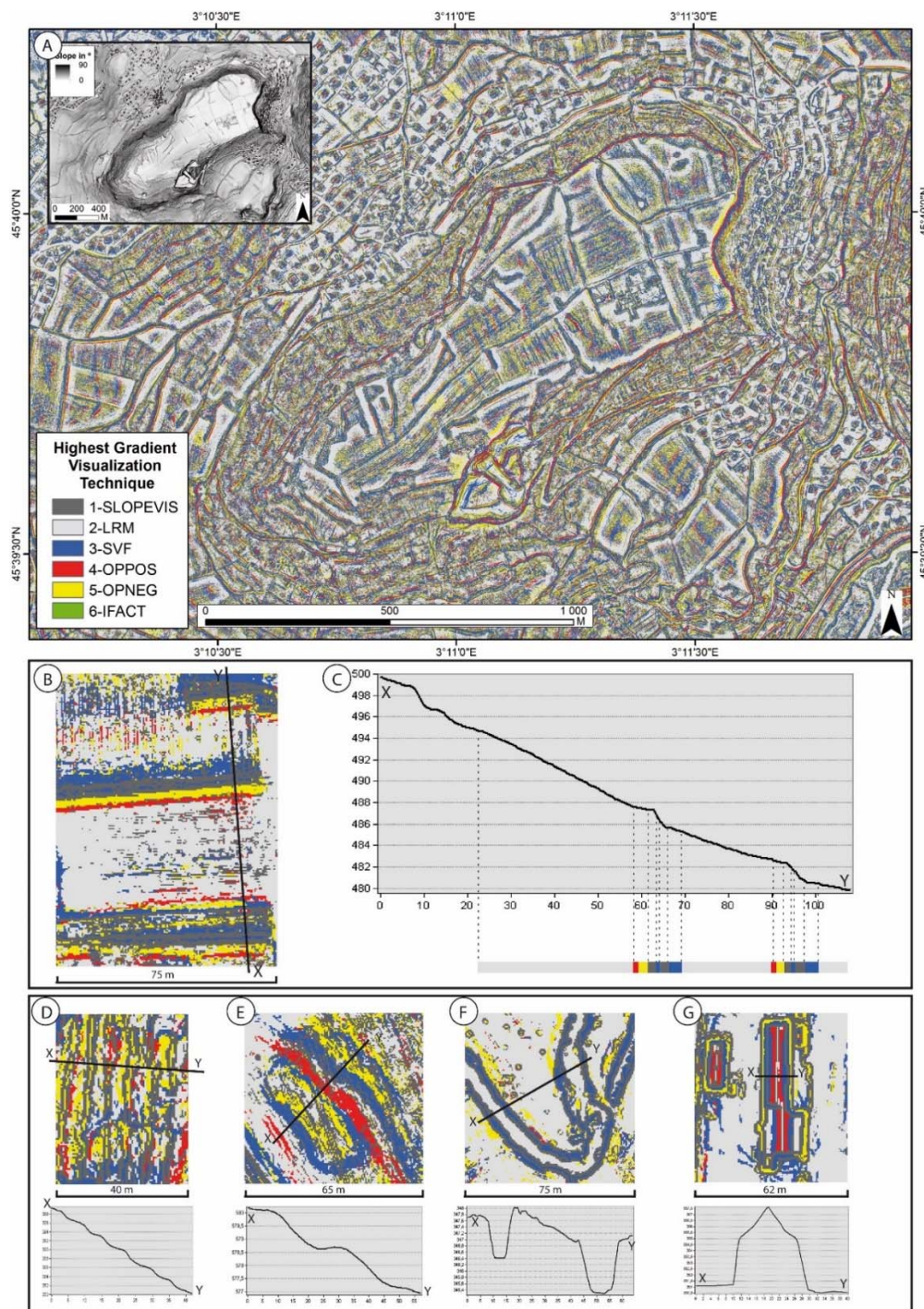
**Table 3.** Total cumulated length (in m) detected of selected landforms under different VTs. Best and worst values for each landform type are given in bold.

	Rock Slumps	Scars	Flood Channels	Field Patterns
<b>SLOPEVIS</b>	<b>2423</b>		<b>668</b>	<b>447</b>
<b>LRM</b>	1931		2953	2700
<b>SVF</b>	<b>1393</b>		1276	2642
<b>OPPOS</b>	1834		1639	<b>2770</b>
<b>OPNEG</b>	1957		3261	2044
<b>IFACT</b>	1886		<b>3928</b>	2706

### 3.2. Analytical Assessing Methods

#### 3.2.1. The Highest Gradient Model

The class distribution in the HGM appears to be dependent upon relief characteristics. This suggests that the best performance of a given VT is connected with precise terrain morphometry (Figure 6). The HGM deconstructs the landforms in minor homogeneous units of slope and curvature, each one corresponding with a class of the model.



**Figure 6.** General overview of Highest Gradient Model and detailed examples. (A) Extract of the HGM showing Corent volcanic plateau area; (B) recent agricultural terraces (XY segment represents profile C); (C) topographic profile of recent terraces and its corresponding HGM signature; (D) eroded agricultural terraces; (E) undetermined mound; (F) small river channels; (G) buildings.

The relative abundance of each class is variable. LRM has the largest number of points (very abundant in flat areas), IFACTOR very few points (largely surpassed by OPPOS and OPNEG), and SLOPEVIS, SVF, OPPOS, and OPNEG are mainly situated in the relief variations. Profiles were extracted to show the detailed functioning of the HGM and the six different VTs in different cases (Figure 6). For large and straight slopes or flat areas, LRM is almost always the best VT,



whereas SLOPEVIS represents the sharp concavities and convexities with abrupt slope breaks. The short and steep slopes ranging from straight to slightly convex are represented by SVF (and sometimes also by SLOPEVIS or LRM). OPPOS and OPNEG are apparently the best VTs in cases of convexities and concavities, respectively.

### 3.2.2. Spatial Statistics Analysis

The spatial statistics analysis of the HGM produced quantitative results represented as statistical values and graphs. The results of Zonal Statistics analysis (mean and StD) obtained combining the six HGM classes with the three terrain morphometry and noise layers are summarized in Table 4. They give a general idea of the characteristics of terrain for which each VT obtains better results. However, a high StD, in some cases probably derived from particular distributions (e.g., not unimodal), makes interpretation difficult and suggests the need for deeper analysis. Figures 7, 8A and 9A provide detailed information concerning contrast/noise and contrast/terrain relationships by VT (see methods). The SRR data provided similar results to curvature; therefore, the detailed analysis of this graph is presented in Appendix A (Figure A1). The curve of total count of horizontal values was added to show the distribution of each terrain parameter. Figures 8B and 9B contain complementary noise/terrain relationship data by VT (shown as deviation from mean noise). For easier interpretation, all graphs have been divided into sections as a function of curve trends and curve intersections.

**Table 4.** Highest Gradient Model zonal statistics for the panel of visualizations selected. Mean noise is computed as the StD of the StD layer. Mean curvature (Bolstad variant) is multiplied by  $10^3$ ; Surface Relief Ratio value is given as 0–1 value. Values under and above the overall mean are highlighted in blue and red, respectively. Curvature and SRR values have dimensionless units.

	Noise (cm)		Slope (°)		Curvature (Bolstad) $\times 10^3$		Surface Relief Ratio (SRR)	
	Mean	StD	Mean	StD	Mean	StD	Mean	StD
1-SLOPEVIS	5.97	21.55	13.69	12.26	−0.27	48.39	0.484	0.12
2-LRM	1.73	12.38	7.58	7.43	−0.62	71.73	0.490	0.08
3-SVF	4.07	26.03	14.18	15.14	0.97	77.52	0.486	0.08
4-OPPOS	3.41	22.77	11.39	11.71	0.64	19.64	0.492	0.07
5-OPNEG	3.95	20.80	14.19	15.21	1.81	56.93	0.495	0.07
6-IFACT	2.65	9.52	11.69	13.58	1.58	21.05	0.497	0.07
Overall Mean	3.65	18.36	11.19	10.94	0.00	40.50	0.488	0.09

### General Noise Analysis

LRM and IFACT are the VTs with lowest mean noise in the HGM (1.73 and 2.65 cm) (Table 4). Both VTs also have the lowest StD (9.52 and 12.38 cm). This suggests that LRM and IFACT tend to perform better in low noise areas. SVF, OPPOS, and OPNEG appear to work better in intermediate noise areas (values around 3–4 cm) and SLOPEVIS in highest noise areas (5.97 cm). However, the high dispersion of the values (StD between 20.80 and 26.03 cm) confirms the need for detailed analysis of the noise of each VT and its contribution to contrast.

Figure 7 shows the relationship between relative contrast and noise for the six VTs, and also the noise distribution in the dataset. Most of the noise is under 50 cm (Sections I and II), and data greater than 150 cm were not considered in the analysis. Most frequent vertical noise is around 5 cm. Assuming that a VT should provide high contrast and as little noise as possible, high values in the left part of the graph (high contrast in low noise classes), and low values in the right part (low contrast in high noise classes) are considered optimal.

LRM has the best contrast for noise under 30 cm (Section I), whereas in higher noise areas (>30 cm, Sections II and III) SLOPEVIS and SVF have higher contrast values. The other VTs have low values of contrast for any noise value. This shows that LRM is the best VT concerning the contrast/noise relationship, whereas SLOPEVIS is the worst because it integrates abundant noise. SVF also shows

the best contrast in Section III, suggesting that it integrates some noise. The contrast of the other three VTs is relatively independent of noise.

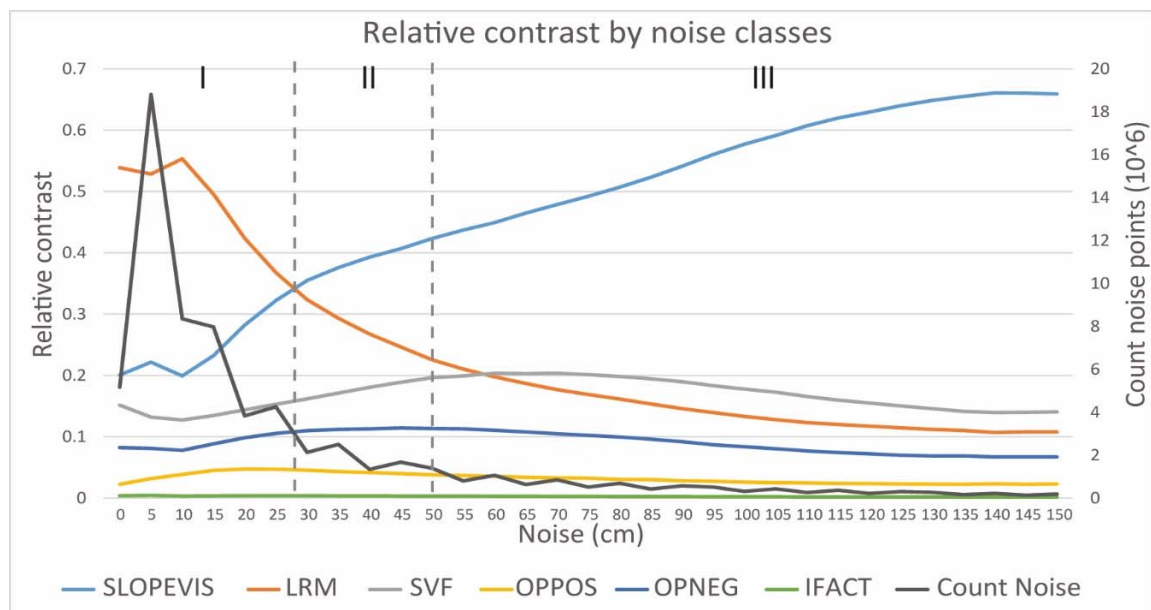
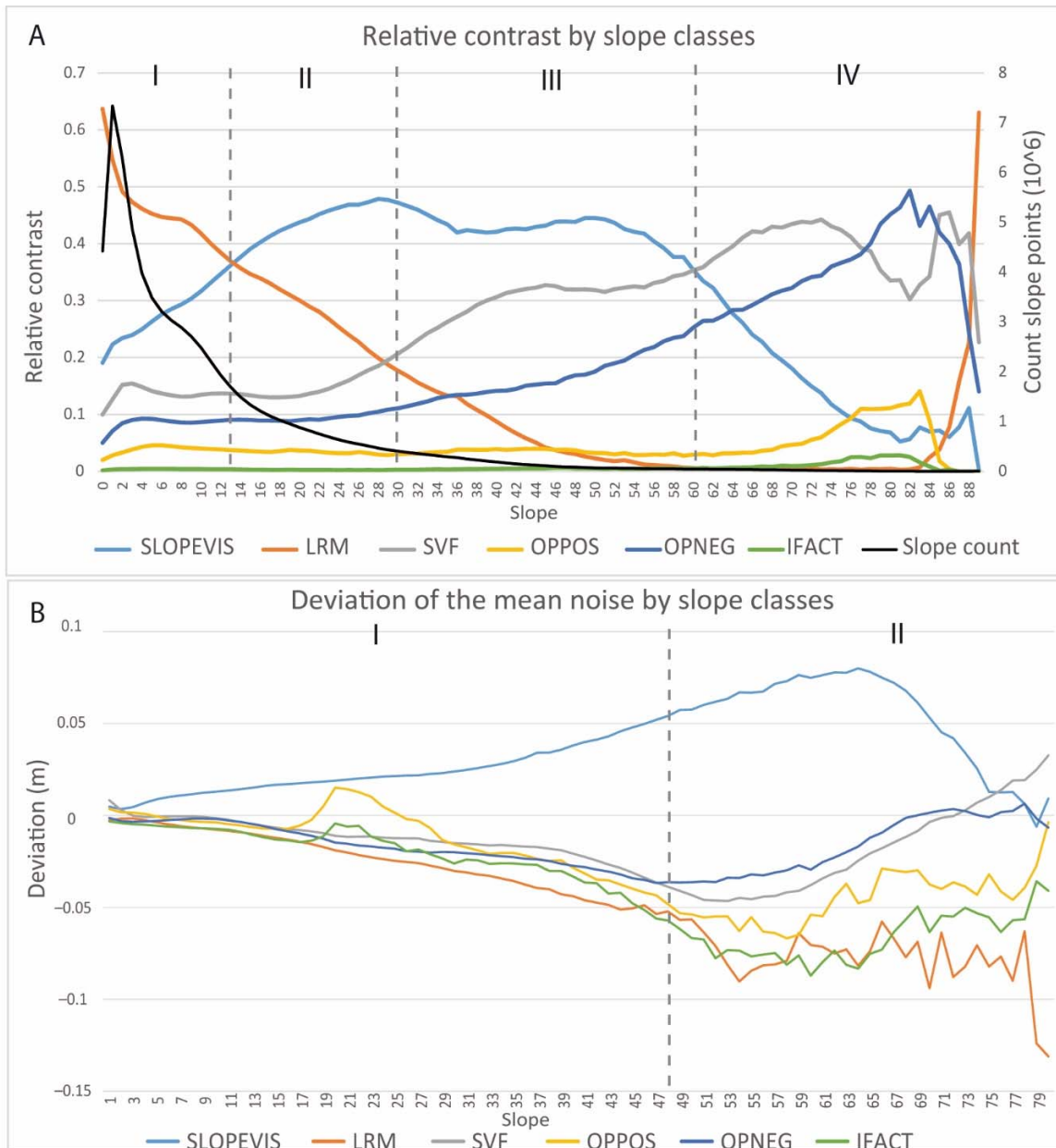


Figure 7. Relative contrast by noise classes and VTs.

Terrain Parameter: Slope

LRM has the lowest mean slope ( $7.58^\circ$ ) in the HGM (Table 4). SLOPEVIS, SVF, and OPNEG have the highest mean values ( $13.69^\circ$  to  $14.19^\circ$ ), and OPPOS and IFACT have intermediate values between  $11$  and  $12^\circ$ . LRM has also the lowest StD ( $7.43^\circ$ ), whereas the other five VTs have moderate values ( $11.71^\circ$  to  $15.21^\circ$ ). This suggests that LRM is the best VT for lower slope areas, OPNEG and SVF for steeper slopes, and other VTs for intermediate slopes. The moderate to low dispersion of values also suggests well-defined contrast peaks in the given slope ranges. This was investigated through a more precise analysis of the contrast–slope relationship (Figure 8A). This graph reveals that, independently of the mean and StD values, all the VTs have different behaviors concerning slope and there is no general trend. Different VTs take the lead as the best contrast method as slope increases (successively LRM, SLOPEVIS, SVF, and OPNEG), while OPPOS and IFACT have the lowest contrasts for any slope.

In flat or low-slope areas under  $15^\circ$  (Section I), illumination methods (SVF, OPPOS, OPNEG, and IFACT) have low contrast values, whereas SLOPEVIS and LRM provide high contrast. LRM has higher values in these flat areas and gradually decreases with slope, whereas SLOPEVIS starts with medium contrast values and gradually increases its contrast as the slope increases. Between  $15$  and  $30^\circ$  (Section II) DEM-manipulating methods are still better, but LRM performance decreases gradually and SLOPEVIS remains more or less constant. From  $30^\circ$  to  $60^\circ$  (Section III) there is a transition area: LRM contrast falls, whereas OPNEG and especially SVF curves gradually increase with slope and SLOPEVIS remains stable. Beyond  $60^\circ$  (Section IV), first SVF and then OPNEG show contrast peaks, whereas the SLOPEVIS contrast decreases gradually. From  $80^\circ$  to  $85^\circ$  the curves are not interpretable due to extreme effects and outliers.



**Figure 8.** Contrast (A) and mean noise (B) by slope classes and VTs.

Figure 8B shows deviations from overall noise by slope class for each VT (calculated as VT specific noise–overall noise). The value 0 represents the overall mean noise for any slope class. Slopes greater than 80° were not considered in this graph due to the extreme values effect. Regardless of the slope values, SLOPEVIS always works better in noisier areas than the other techniques and with mean noise above the overall mean. This is consistent with Table 4 data, showing in addition that this trend increases with slope until 75°, but decreases in steeper slopes. By contrast, LRM is the best VT in the least noisy areas, especially for higher slopes (Section II). Under 48° (Section I) SVF, OPPOS, OPNEG, and IFACT tend to be the best VTs in areas with noise under the mean, with a trend to noise diminution. For slopes higher than 50° (Section II), these four VTs and especially OPNEG and SVF follow the opposite trend, tending to work better in areas close to the overall mean noise.

Comparing the analysis of Figure 8A,B suggests that the good performance of SLOPEVIS for medium and high slopes is always connected to higher noise, whereas the good contrast values of LRM in lower slopes corresponds to low noise values in Figure 8B. For SVF and OPNEG, good contrast

values in high slopes (Figure 8A, Sections III and IV) correspond to moderate noise levels around the mean overall noise (Figure 8B Section II).

#### Terrain Parameter: Curvature

Mean curvature data (Table 4) show that SLOPEVIS and LRM are the only two VTs with negative mean curvatures in the HGM, suggesting that they perform better in slightly concave to straight slope areas ( $-0.27$  and  $-0.62$ ). SVF, OPPOS, OPNEG, and IFACT appear to work better in convex areas, especially OPNEG and IFACT (1.81 and 1.58). However, high StD (excepted for OPPOS and IFACT) indicate a high dispersion in the curvature values for most VTs.

This implies that mean values are not really representative and therefore precise characterization of VTs contrast as a function of curvature needs more detailed analysis (Figure 9A,B). All the VTs have different patterns concerning contrast/curvature relationship (Figure 9A). In highly concave and convex areas (Section I), SLOPEVIS contrast has much higher values than the other methods. SVF and OPNEG have much lower contrast, and for the other VTs the contrast is close to zero. For medium curvatures (Section II), there is a transition area between SLOPEVIS and LRM dominance. In areas with subtle curvatures (Section III), LRM shows the best contrast as SLOPEVIS curve continues to fall with a minimum around 0. OPNEG appears to perform slightly better in convex areas, and SVF works slightly better in concave areas. Surprisingly, OPNEG always has more contrast than OPPOS for any curvature. In general, SLOPEVIS and LRM appear to be much more significantly influenced by curvature than illumination-based techniques. Figure 9A also shows the complementarity of LRM and SLOPEVIS in terms of contrast: the first obtains better results in straight slope areas, and the latter in convex and concave areas. The SLOPEVIS curve is a good example of the benefits of this detailed analysis, because the mean value around 0 (Table 4) is clearly not representative of the true behavior of this VT concerning curvature.

Figure 9B shows deviations from overall noise by curvature class for each VT. The value 0 represents the overall mean noise for any curvature class. All VTs have a similar deviation of mean noise for slightly concave and convex areas (Section II). Independently of curvature, SLOPEVIS consistently performs better in areas with noise close to the overall mean. LRM has systematically better contrast in less noisy areas. In concave areas (Section I), OPNEG has the best contrast in areas noisier than the overall mean, whereas OPPOS and SVF have better contrast in areas with noise values under the overall mean. In convex areas (Section III) the situation is the opposite: OPNEG has better contrast in areas with noise similar to the overall mean, whereas OPPOS and SVF have the best contrast in noisier areas. For any curvatures, IFACT has intermediate noise characteristics between OPNEG and OPPOS. These data are consistent with the noise data in Table 4, providing additional details on noise variation as a function of curvature for each VT.

Comparing the analysis of Figure 9A,B shows that in straight slope areas, LRM has an optimal combination of good contrast and low noise. SLOPEVIS has the highest contrast in concave and convex areas with a noise around the overall mean noise (Figure 9B). In concave areas SVF has good balance with good contrast and medium to low noise, whereas OPNEG has less contrast and the highest noise (Figure 9B Section I). By contrast, in convex areas good performance of SVF is related to highest noise, whereas OPNEG corresponds to a noise slightly under the overall mean (Figure 9B Section III).

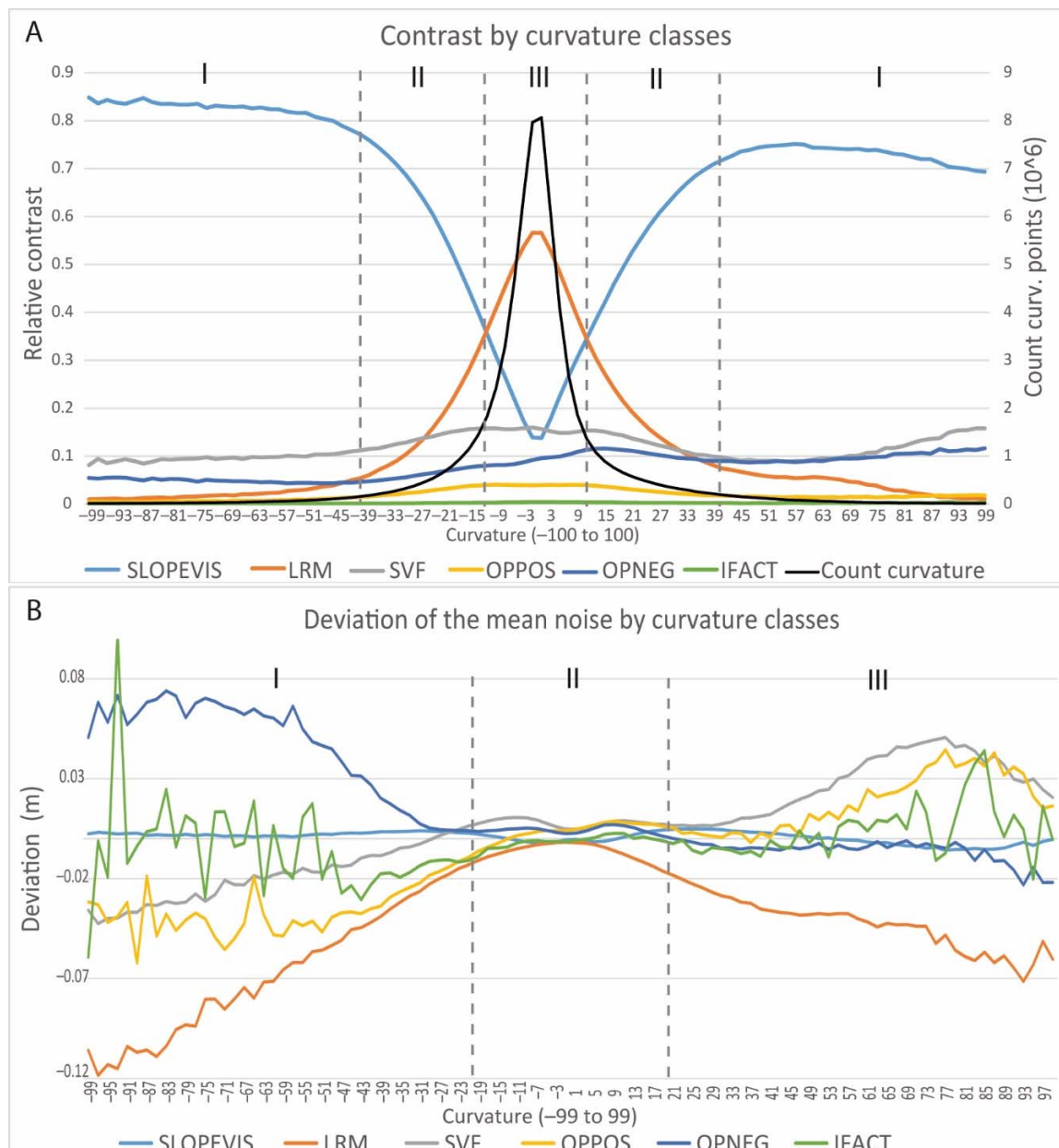


Figure 9. Contrast (A) and mean noise (B) by curvature classes and VTs.

## 4. Discussion

### 4.1. A Detailed Assessment of ALS-Derived Raster Visualization Techniques

This work provided valuable results that allow detailed discussion pertaining to the assessment of VTs, but also methodological developments and research perspectives. As a first step, the results of the non-analytic approach highlighted differences between merely qualitative and quantitative assessing methods. Visual comparison provided only a general overview of VT performances: SLOPEVIS works better in sharp or steep areas, LRM in flat areas, and all the illumination techniques in variegated areas. Quantitative assessment globally confirmed these ideas, adding some precision mainly in relation to the performance of illumination methods. It also revealed that qualitative assessment had uncontrolled sources of bias and subjectivity in relation to display parameters and human operator survey.

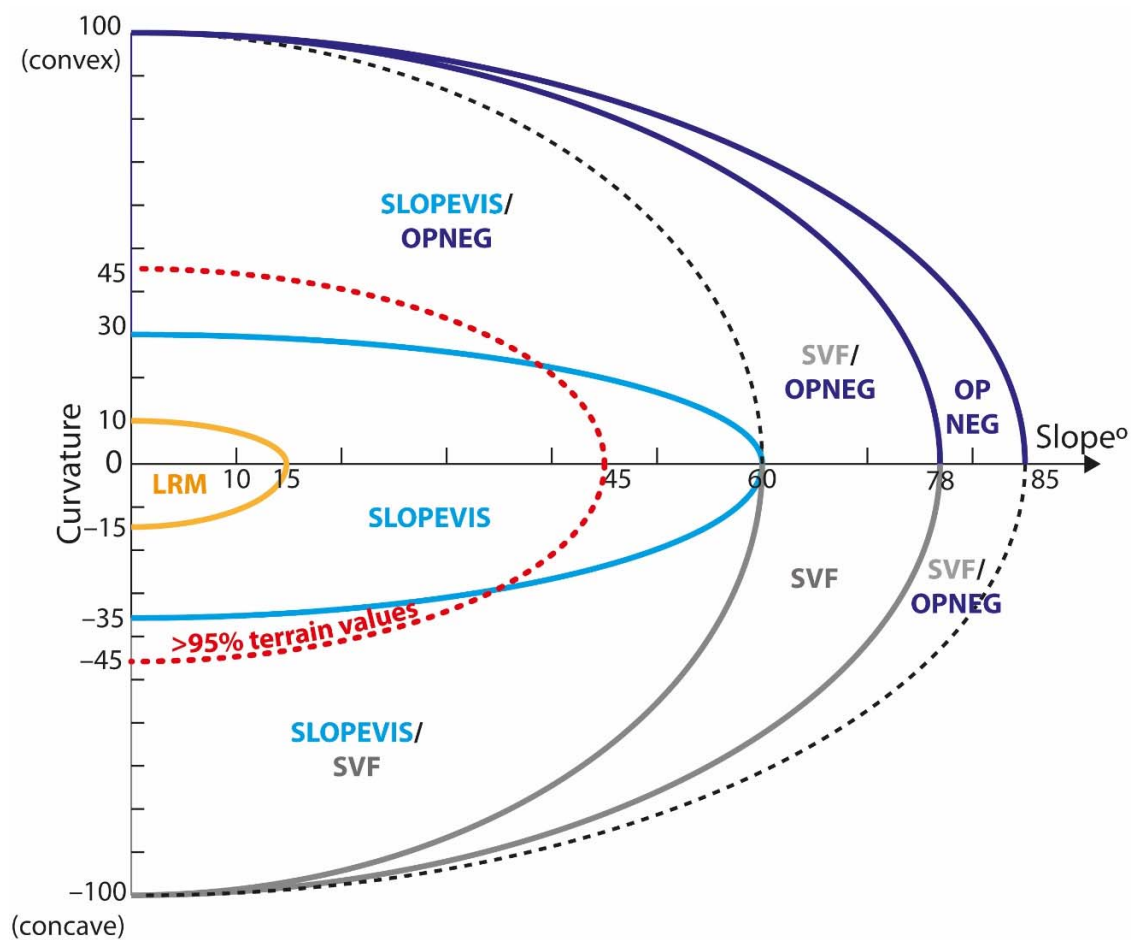
The analytic approach used to assess VTs produced detailed quantitative information about each VT in relation with terrain morphology. Zonal statistical analysis (Table 4) provided a first level of analytical information. However, these data were not disaggregated enough to understand the real behavior of VTs as a function of terrain. Graphic representations of zonal tabulated data (Figures 7–9 and Figure A1) allowed for a detailed characterization of the relationships between each VT and slope, curvature, rugosity, and noise. These analytical data results, summarized below, showed similarities with non-analytic assessing results but also important differences.

- **SLOPEVIS** has good results in medium to high slopes of any curvature except straight slopes or flat areas. As a major drawback, it integrates abundant noise independently of slope or curvature, and this noise contributes largely to the contrast in steep slopes. This excess of noise can make the detection of target features difficult or introduce bias.
- **LRM** shows excellent results in low slopes and flat areas, mainly in straight or low-curvature slopes. LRM integrates small amounts of noise independently of slope or curvature. The fact that the high contrast is not connected to high noise makes it an excellent technique for subtle feature detection. The main inconvenience is that its detection ability is limited to areas with predominantly low slopes or flat relief [31].
- **SVF** shows good results in steep slopes, in convex and especially in concave areas, where it is one of the better techniques. It also provides a reasonable performance in flat areas (sometimes better than Openness). As a major drawback, it integrates medium noise increasingly with slope and convexity, which contributes to the contrast and can make feature detection difficult.
- **OPPOS** has, in general, poor results compared to the other VTs, for any slope and curvature. It has only slightly better results in convex areas, where it also integrates more noise. This combination of poor contrast and noise clearly makes this VT less useful than the others.
- **OPNEG** showed a better than expected performance, working well in steep slopes, in concave and flat areas, but especially in convex areas, systematically outclassing OPPOS. This is consistent with the idea that these two VTs are not exactly complementary [33]. OPNEG contrast results are comparable to SVF in convex areas, but, as an additional advantage, OPNEG integrates medium to low noise in these areas, and only moderate noise in general.
- **IFACT** shows poor results in any terrain, probably because OPPOS and OPNEG are almost always much better. It seems to work slightly better in convex areas like OPPOS does, and to integrate medium noise. However, the very few IFACT cells in the HGM make it difficult to assess the individual behavior of this VT.

These results illustrate that each VT performs best in a terrain with precise morphometric characteristics (see Figure 10). For SLOPEVIS and LRM, results are consistent with previous investigations: this validates the HGM methodology and conforms to the analytical data ideas suggested in the literature [6,31,35].

This study has also provided new detailed data concerning illumination techniques. SVF is confirmed, as previously suggested in the literature, to work better in concavities and quite well in flat areas [19,33]. However, it also appeared to be a relatively noisy technique. OPNEG showed similar performance but with slightly better results and less noise in convex areas. OPPOS appeared as a medium to poor technique compared to others and, surprisingly, was systematically outclassed by OPNEG, even in convex areas. Finally, IFACT was the worst technique, especially when comparing with OPPOS and OPNEG results.

This work confirms that a good combination of VTs is the only solution for optimal features detection in any LiDAR dataset [33,34]. It also confirms on a fully analytical basis that this combination should be based mainly on DEM-manipulating methods such as SLOPEVIS and LRM [35,46]. This is supported by the fact that, for any dataset with a natural distribution of slopes and curvatures, they will always provide more contrast. Additionally, their noise will not be curvature-dependent, which is useful for detecting concave and convex landforms at the same time.



**Figure 10.** Idealized representation of best VT choice (high contrast and low noise) depending on slope and curvature parameters. Rugosity (SRR) was not considered due to its similarity to curvature. Red dashed line contains most terrain values (95% or more) in normal datasets. When two methods can be considered optimal depending on what amount of noise is acceptable, both are indicated. The black dashed line represents diffuse transitions between these areas.

Considering all this, we propose precise guidelines for choosing ALS-derived raster VTs depending on terrain characteristics (Figure 10). We suggest starting with LRM and SLOPEVIS: good performance and low noise in flat areas are guaranteed by the first, and in steeper areas the latter can be successfully used. To overcome the problem of abundant noise integrated by SLOPEVIS in steeper slopes, OPNEG and/or SVF can be employed if necessary, as proposed in previous works [33]. OPNEG has good contrast and less noise in these areas and especially in convexities. As an alternative, SVF could also be used in steep slope areas implying little more noise than OPNEG, but with better results in concavities. This combination of VTs is one of the best possible choices for subtle landforms detection in most ALS datasets as it ensures an optimal contrast/noise compromise in terrain with variegated morphometry. If necessary, this general strategy for VT selection can be re-adapted to the particularities of each dataset, as a function of terrain morphometry, data quality, or target landforms.

#### 4.2. The HGM as a Robust Method for DM Assessing: Strengths, Limitations, and Further Developments

From a methodological perspective, the HGM allowed a fully analytical quantitative assessment of ALS-derived raster VTs. The detailed developments have led to new interpretations and more precise knowledge of these techniques. Results, which are generally consistent with the existing literature and

the large and variegated LiDAR dataset used in the study, validate the gradient as a proxy for contrast, and also confirm that this methodology could be applied successfully in other areas.

However, some important assumptions have to be taken into account, mainly concerning the working scale, the detection targets, and the dataset resolution. These parameters influence VTs choice but also their assessment, because most of them imply a kernel size for computing. In this work the detection targets were subtle and for large-scale landforms of any origin, implying the use of a large kernel. Therefore, the results can be extended to a large variety of common archaeological and geomorphological detection targets with similar topographic characteristics, but not systematically to small-scale landforms. On the other hand, small kernels for gradient and terrain morphology computing are adequate in most situations.

The difficulty is that the efficiency of VTs depends both on the targets' characteristics and on the general relief of the studied area. In this study, we focused on the use of HGM to compare different VTs for a chosen kernel size. Assuming this, a controlled bias was introduced when using large kernel sizes for DM and HGM processing. It is important to note that in this study the HGM method does not resolve the problem of selecting the kernel size, but compares the results once the optimal kernel size has been found for each VT. Therefore, it is important to keep in mind that a correct application requires a conscious kernel choice for the considered VTs. However, HGM could also be used to compare, for a given VT, the influence of the kernel size on the detection efficiency, and maybe show a correlation between the kernel size and the size of the target.

The HGM method also has some important limitations to consider. The most important, the noise signal problem, is a common issue in signal treatment and analysis. In this kind of dataset, even if DMs aim to filter a large part of the noise, it is difficult to separate signal (real terrain rugosity) from small-scale noise. This implies that we will have to make some difficult decisions in filtering and data processing, in complex multi-scaled terrain morphometry parametrization, and show caution in interpreting results. In addition to this, rugosity and roughness are similar parameters but do not translate exactly into equivalent topographic realities. In any case, these two similar values are proven to be (at the scale considered in this work) of little influence regarding terrain curvature. Other questions that have not been deeply analyzed in this paper, but are of importance in the visualization of spatial data, are the settings of display parameters and the question of position mismatch and distortions introduced by different DMs. All these general issues are beyond the scope of this paper.

This HGM method also suggests the possibility of using landform signatures, understood as the complex patterns that precisely characterize each landform type in the HGM. As shown in this work, a precise pattern of slopes, concavities, and convexities has a precise signature in the HGM, which allows rapid identification of the type of landform, but also its state of weathering (e.g., well-preserved terraces shown in Figure 6B have different signatures than eroded terraces in Figure 6D). Deeper spatial statistical analysis, such as multivariate statistics, could also provide detailed information about VTs and complex microtopography interactions. This could lead to a better characterization of the "microtopographic niche" of each technique, understood as the subtle micromorphometric conditions where a VT is always best among others. These developments could have future implications for VT analysis but also for the automated detection of landforms or archaeological remains and mapping, a main challenge in LiDAR data processing [41,47].

## 5. Conclusions

The main objective of this work was to propose a new approach with the capacity to produce fully-analytic objective results in ALS-derived raster visualization techniques assessment. The Highest Gradient Model method was applied to a panel of six outstanding relief visualization techniques for producing reliable analytical knowledge on these techniques by comparing their functioning, within a large ALS dataset with variegated relief features. Traditional (non-analytical) qualitative and quantitative analysis of the same visualization techniques panel were also performed for



methodological comparison. The spatial statistics analysis of the Highest Gradient Model provided much more detailed and objective data than the traditional approach.

A part of the previous knowledge concerning these six visualization techniques' relative performance could be validated and consolidated. Detailed analysis also produced new information concerning recent illumination techniques such as Sky-View Factor and Openness. DEM-manipulating visualization techniques such as Slope and Local Relief Model appear to be the most powerful techniques in most cases. In specific situations, Sky-View Factor and Negative Openness can also be useful. Positive Openness and I-Factor revealed poor performance compared to the other techniques. These new results, only partly consistent with traditional non-analytical assessment results (from this work and from the literature), confirmed the importance of these kinds of analytical approaches.

As a major contribution, this work provided a robust characterization of different visualization techniques' performance depending on the terrain characteristics, allowing us to propose objective guidelines for visualization technique choice and workflow planning when processing ALS datasets for subtle landform detection in earth sciences or archaeology.

The Highest Gradient Model method and its statistical analysis also proposed a new methodological path with future potential even if some limits remain, mainly concerning signal processing or assumptions in model computing. Advanced spatial statistical analysis of ALS-derived datasets could become a valuable tool to aid decisions in visualization and mapping processes. The microtopographic analysis and the landform signatures could also provide additional strength to automated extraction and analysis of relief features, which is probably the most important forthcoming step in the development of LiDAR data visualization.

**Acknowledgments:** This work is under the AYPONA project funded by the Conseil Régional d'Auvergne (France). The LiDAR survey was funded by AYPONA and carried out by the IMAO society. The authors would like to thank Erwan Roussel for methodological discussion and suggestions, and Paul M. Ledger for English correction of the manuscript.

**Author Contributions:** François-Xavier Simon and Franck Vautier produced and filtered the DTM from the LAS data. Alfredo Mayoral and Jean-Pierre Toumazet conceived the experiments; Alfredo Mayoral performed the experiments, analyzed the data, and wrote the paper, with substantial contributions from Franck Vautier, Jean-Pierre Toumazet, and François-Xavier Simon. Jean-Luc Peiry also provided valuable suggestions on the manuscript. All authors read, revised, and approved the final manuscript.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest. The founding sponsors had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, and in the decision to publish the results.

## Abbreviations

The following abbreviations are used in this manuscript:

ALS	Airborne LiDAR System
LiDAR	Light Detection and Ranging
DEM	Digital Elevation Model
DTM	Digital Terrain Model
DM	Derived Model
VT	Visualization Technique
SLOPEVIS	Slope as a visualization Technique
LRM	Local Relief Model
SVF	Sky-View Factor
OPPOS	Positive Openness
OPNEG	Negative Openness
IFACT	I-factor
HGM	Highest Gradient Model
SRR	Surface Relief Ratio
StD	Standard Deviation

## Appendix A

### Spatial Statistics Analysis. Terrain Parameter: Surface Relief Ratio (SRR)

SLOPEVIS and SVF have SRR values under the overall mean and with the largest difference from 0.5 (Table 4), suggesting that they provide better contrast in more rugged terrain. LRM, OPPOS, and IFACT all have values above the overall mean and slightly closer to 0.5 (especially OPNEG and IFACT), showing that they provide the best contrast in areas with less rugosity. StD values are moderate and similar for all VTs except for SLOPEVIS. This suggests that SLOPEVIS has a multimodal distribution, as illustrated in Figure A1.

Lower SRR values (Figure A1, Section I) may represent extremely concave rugged features or outliers. Higher values (Section VI) may similarly represent extremely convex rugged features or outliers, but also completely flat features without any slope and low rugosity. These two categories are so poorly represented that they are not considered significant for analysis. Sections II and V represent highly concave or convex rugged features. Values around 50 (Sections III and IV) are considered rugged slightly concave and convex areas, respectively. Finally, central values between approximately 45 and 55 represent rugged areas with low curvatures (the most abundant in this dataset). In general, the trends of the different VTs as a function of SRR are similar to their trends as a function of curvature (Figure 9A), which is logical considering that SRR partially takes into account curvature. In all cases SLOPEVIS and LRM obtain the best results in terms of contrast. This similar behavior of VTs, except for extreme and not significant values, suggests that, at the scale considered, rugosity has no major influence on VT contrast because it is analogous to curvature.

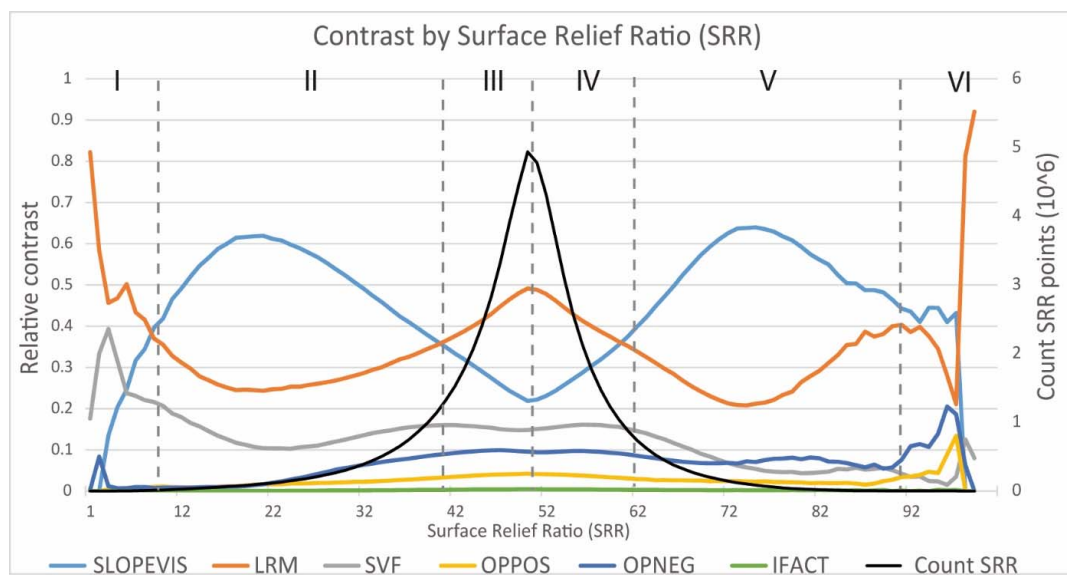


Figure A1. Contrast by Surface Relief Ratio (SRR) classes and VTs.

## References

1. Lasaponara, R.; Coluzzi, R.; Gizzi, F.T.; Masini, N. On the LiDAR contribution for the archaeological and geomorphological study of a deserted medieval village in Southern Italy. *J. Geophys. Eng.* **2010**, *7*, 155–163.
2. Lin, Z.; Kaneda, H.; Mukoyama, S.; Asada, N.; Chiba, T. Detection of subtle tectonic-geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey. *Geomorphology* **2013**, *182*, 104–115. [[CrossRef](#)]
3. Carey, C.J.; Brown, T.G.; Challis, K.C.; Howard, A.J.; Cooper, L. Predictive modelling of multiperiod geoarchaeological resources at a river confluence: A case study from the Trent-Soar, UK. *Archaeol. Prospect.* **2006**, *13*, 241–250. [[CrossRef](#)]
4. Challis, K. Airborne laser altimetry in alluviated landscapes. *Archaeol. Prospect.* **2006**, *13*, 103–127. [[CrossRef](#)]

5. Jones, A.F.; Brewer, P.A.; Johnstone, E.; Macklin, M.G. High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surf. Process. Landf.* **2007**, *32*, 1574–1592. [[CrossRef](#)]
6. Challis, K.; Carey, C.; Kincey, M.; Howard, A.J. Airborne Lidar intensity and geoaerchaeological Prospection in River Valley floors. *Archaeol. Prospect.* **2011**, *18*, 1–13. [[CrossRef](#)]
7. Hardt, J.; Hebenstreit, R.; Lüthgens, C.; Böse, M. High-resolution mapping of ice-marginal landforms in the Barnim region, Northeast Germany. *Geomorphology* **2015**, *250*, 41–52. [[CrossRef](#)]
8. Yu, P.; Eyles, N.; Sookhan, S. Automated drumlin shape and volume estimation using high resolution LiDAR imagery (Curvature Based Relief Separation): A test from the Wadena Drumlin Field, Minnesota. *Geomorphology* **2015**, *246*, 589–601. [[CrossRef](#)]
9. Glenn, N.F.; Streutker, D.R.; Chadwick, D.J.; Thackray, G.D.; Dorsch, S.J. Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology* **2006**, *73*, 131–148. [[CrossRef](#)]
10. Van Den Eckhaut, M.; Poesen, J.; Verstraeten, G.; Vanacker, V.; Nyssen, J.; Moeyersons, J. Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surf. Process. Landf.* **2007**, *32*, 754–769. [[CrossRef](#)]
11. Sutinen, R.; Hyvönen, E.; Kukkonen, I. LiDAR detection of paleolandslides in the vicinity of the Suasselkä postglacial fault, Finnish Lapland. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geoinf.* **2014**, *27*, 91–99. [[CrossRef](#)]
12. Chen, R.F.; Lin, C.W.; Chen, Y.H.; He, T.C.; Fei, L.Y.; Jin, J. ; Detecting and characterizing active thrust fault and deep-seated landslides in dense forest areas of Southern Taiwan: Using airborne LiDAR DEM. *Remote Sens.* **2015**, *7*, 15443–15466. [[CrossRef](#)]
13. Devereux, B.J.; Amable, G.S.; Crow, P.; Cliff, A.D. The potential of airborne LiDAR for detection of archaeological features under woodland canopies. *Antiquity* **2005**, *79*, 648–660. [[CrossRef](#)]
14. Crutchley, S. Light detection and ranging (LiDAR) in the Witham Valley, Lincolnshire: An assessment of new remote sensing techniques. *Archaeol. Prospect.* **2006**, *13*, 251–257. [[CrossRef](#)]
15. Humme, A.; Lindenbergh, R.; Sueur, C. Revealing Celtic fields from LiDAR data using Kriging based filtering. In Proceedings of the ISPRS Commission V Symposium “Image Engineering and Vision Metrology”, Dresden, Germany, 25–27 September 2006.
16. Challis, K.; Kokalj, Z.; Kincey, M.; Moscrop, D.; Howard, A.J. Airborne LiDAR and historic environment records. *Antiquity* **2008**, *82*, 1055–1064. [[CrossRef](#)]
17. Doneus, M.; Briese, C.; Fera, M.; Janner, M. Archaeological prospection of forested areas using full-waveform airborne laser scanning. *J. Archaeol. Sci.* **2008**, *35*, 882–893. [[CrossRef](#)]
18. Kokalj, Z.; Zakšek, K.; Ostir, K. Application of sky-view factor for the visualisation of historic landscape features in lidar-derived relief models. *Antiquity* **2011**, *85*, 263–273. [[CrossRef](#)]
19. Zakšek, K.; Oštir, K.; Kokalj, Ž. Sky-view factor as a relief visualization technique. *Remote Sens.* **2011**, *3*, 398–415. [[CrossRef](#)]
20. Ludemann, T. Airborne laser scanning of historical wood charcoal production sites—A new tool of kiln site anthropology at the landscape level. In *Wood and Charcoal. Evidence for Human and Natural History*; Universitat de València: Valencia, Spain, 2012; pp. 247–252.
21. Evans, D.H.; Fletcher, R.J.; Pottier, C.; Chevance, J.B.; Soutif, D.; Tan, B.S.; Im, S.; Ea, D.; Tin, T.; Kim, S.; et al. Uncovering archaeological landscapes at angkor using LiDAR. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA* **2013**, *110*, 12595–12600. [[CrossRef](#)] [[PubMed](#)]
22. Chase, A.F.; Chase, D.Z.; Awe, J.J.; Weishampel, J.F.; Iannone, G.; Moyes, H.; Yaeger, J.; Brown, M.K. The use of LiDAR in understanding the ancient Maya landscape: Caracol and Western Belize. *Adv. Archaeol. Pract.* **2014**, *2*, 147–160. [[CrossRef](#)]
23. Johnson, K.M.; Ouimet, W.B. Rediscovering the lost archaeological landscape of southern New England using airborne light detection and ranging (LiDAR). *J. Archaeol. Sci.* **2014**, *43*, 9–20. [[CrossRef](#)]
24. Hesse, R. Geomorphological traces of conflict in high-resolution elevation models. *Appl. Geogr.* **2014**, *46*, 11–20. [[CrossRef](#)]
25. Stark, M.T.; Evans, D.; Rachna, C.; Piphal, H.; Carter, A. Residential patterning at Angkor Wat. *Antiquity* **2015**, *89*, 1439–1455. [[CrossRef](#)]
26. Lozano, J.F.; Alonso, G.G.; Morán, M.Á.F. Using airborne LiDAR sensing technology and aerial orthoimages to unravel roman water supply systems and gold works in NW Spain (Eria valley, León). *J. Archaeol. Sci.* **2015**, *53*, 356–373. [[CrossRef](#)]

27. Diaz, J.F.; Carter, W.; Shrestha, R.; Glennie, C. Now you see it, now you don't: Understanding airborne mapping LiDAR collection and data product generation for archaeological research in Mesoamerica. *Remote Sens.* **2014**, *6*, 9951–10001. [[CrossRef](#)]
28. Prufer, K.M.; Thompson, A.E.; Kennett, D.J. Evaluating airborne LiDAR for detecting settlements and modified landscapes in disturbed tropical environments at Uxbenká, Belize. *J. Archaeol. Sci.* **2015**, *57*, 1–13. [[CrossRef](#)]
29. O'Neal, M.A. An objective approach to defining earthwork geometries using subdecimeter digital elevation models. *Geoarchaeology* **2012**, *27*, 157–165. [[CrossRef](#)]
30. Mcneary, R.W.A. LiDAR investigation of Knockdhu promontory and its environs, County Antrim, Northern Ireland. *Archaeol. Prospect.* **2014**, *21*, 263–276. [[CrossRef](#)]
31. Hesse, R. LiDAR-derived Local Relief Models a new tool for archaeological prospection. *Archaeol. Prospect.* **2010**, *17*, 67–72. [[CrossRef](#)]
32. Yokoyama, R.; Shirasawa, M.; Pike, R.J. Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models. *Photogramm. Eng. Remote Sens.* **2002**, *68*, 257–265.
33. Doneus, M. Openness as visualization technique for interpretative mapping of airborne LiDAR derived digital terrain models. *Remote Sens.* **2013**, *5*, 6427–6442. [[CrossRef](#)]
34. Bennett, R.; Welham, K.; Hill, R.A.; Ford, A. A Comparison of Visualization Techniques for Models Created from Airborne Laser Scanned Data. *Archaeol. Prospect.* **2012**, *19*, 41–48. [[CrossRef](#)]
35. Stular, B.; Kokalj, Z.; Ostir, K.; Nuninger, L. Visualization of lidar-derived relief models for detection of archaeological features. *J. Archaeol. Sci.* **2012**, *39*, 3354–3360. [[CrossRef](#)]
36. Smith, M.J.; Clark, C.D. Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surf. Process. Landf.* **2005**, *30*, 885–900. [[CrossRef](#)]
37. Lozano, J.F.; Alonso, G.G. Improving archaeological prospection using localized UAVs assisted photogrammetry: An example from the Roman Gold District of the Eria River Valley (NW Spain). *J. Archaeol. Sci. Rep.* **2016**, *5*, 509–520. [[CrossRef](#)]
38. Simon, F.X.; Pascual, A.M.; Vautier, F.; Miras, Y. Premiers résultats des volets géoarchéologie et géomatique du programme interdisciplinaire AYPONA (Paysages et visages d'une agglomération clermontoise: Approche intégrée et diachronique de l'occupation de l'oppidum de Coirent, Auvergne, France). In Proceedings of the Journée régionale de l'archéologie Auvergne, Clermont-Ferrand, France, 17 May 2015.
39. Poux, M. *Coirent, Voyage au Coeur d'une Ville Gauloise*; Editions Errance: Paris, France, 2012.
40. Evans, J.S.; Hudak, A.T. A multiscale curvature algorithm for classifying discrete return LiDAR in forested environments. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* **2007**, *45*, 1029–1038. [[CrossRef](#)]
41. Tarolli, P. High-resolution topography for understanding Earth surface processes: Opportunities and challenges. *Geomorphology* **2014**, *216*, 295–312. [[CrossRef](#)]
42. Novák, D. Local Relief Model (LRM) Toolbox for ArcGis. Available online: <https://www.scribd.com/document/266878869/LRM-Toolbox-for-ArcGIS-Manual> (accessed on 1 February 2017).
43. Kokalj, Ž.; Zakšek, K.; Oštir, K.; Pehani, P.; Čotar, K. Relief Visualization Toolbox. Available online: [http://iaps.zrc-sazu.si/sites/default/files/rvt\\_1.3.pdf](http://iaps.zrc-sazu.si/sites/default/files/rvt_1.3.pdf) (accessed on 1 February 2017).
44. Evans, J.; Oakleaf, J.; Cushman, S.; Theobald, D. An ArcGis Toolbox for Surface Gradient and Geomorphometric Modeling, Version 2.0-0. Available online: <http://evansmurphy.wix.com/evansspatial> (accessed on 1 February 2017).
45. Pike, R.J.; Wilson, S.E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Bull. Geol. Soc. Am.* **1971**, *82*, 1079–1084. [[CrossRef](#)]
46. Challis, K.; Forlin, P.; Kinsey, M. A Generic Toolkit for the Visualization of Archaeological Features on Airborne LiDAR Elevation Data. *Archaeol. Prospect.* **2011**, *18*, 279–289. [[CrossRef](#)]
47. Sevara, C.; Pregesbauer, M.; Doneus, M.; Verhoeven, G.; Trinks, I. Pixel versus object—A comparison of strategies for the semi-automated mapping of archaeological features using airborne laser scanning data. *J. Archaeol. Sci. Rep.* **2016**, *5*, 485–498. [[CrossRef](#)]





# III

## CARTOGRAPHIE GÉOMORPHOLOGIQUE ET ANALYSE DE POTENTIEL GÉOARCHÉOLOGIQUE DU PUY DE CORENT ET DE SES MARGES



# CHAPITRE III

---

## *Cartographie géomorphologique et analyse de potentiel géoarchéologique du Puy de Corent et de ses marges*

### **1-Introduction**

#### **1.1-Démarche et objectifs**

Le chapitre précédent concernait le traitement et l'exploitation géomorphologique de données LiDAR d'un point de vue purement méthodologique. Il a mis en évidence les potentialités de l'outil LiDAR et des techniques de visualisation dérivées pour la détection de microreliefs et la réalisation d'une cartographie géomorphologique. Il a également permis de repérer les techniques de visualisation les plus efficaces et de les tester sur le jeu de données du Puy de Corent. Celles-ci se sont avérées extrêmement utiles pour la détection du large éventail de formes du relief de la zone d'étude, qui étaient pour certaines encore méconnues.

Ce chapitre s'appuie sur le socle technique développé dans le chapitre précédent pour aborder la première phase de la démarche géoarchéologique suivie dans cette thèse, à savoir la phase d'analyse préliminaire de la zone d'étude. Cette phase implique notamment la réalisation d'une cartographie géomorphologique détaillée du Puy de Corent et de ses marges. Cette cartographie doit servir tout d'abord à caractériser et à comprendre le fonctionnement hydro-morpho-sédimentaire général de l'ensemble constitué par le plateau, ses versants et la plaine marno-calcaire située en contrebas. Dans une deuxième phase, cette cartographie est destinée à alimenter la réflexion autour de la sélection des secteurs les plus propices pour une prospection géoarchéologique plus approfondie (sondages, carottages, etc.). L'objectif de ce chapitre est donc d'identifier et de localiser les secteurs d'accumulation sédimentaire où le potentiel géoarchéologique, en termes de type d'enregistrement, de qualité et de chronologie des archives sédimentaires, est suffisant pour la poursuite des objectifs de cette thèse. Une sélection parmi ceux-ci sera ensuite réalisée, afin de concentrer le travail sur ceux qui sont les plus intéressants pour la conduite des analyses géoarchéologiques et paléoenvironnementales multiproxys couvrant la deuxième partie de l'Holocène.

L'approche développée utilise conjointement les données LiDAR dont il a été question dans le chapitre précédent, ainsi que les informations géomorphologiques disponibles sur le secteur. Ces données ont ensuite été très largement complétées par un travail intensif sur le terrain, destiné à combler les nombreuses lacunes que les méthodes de télédétection, très performantes en termes de topographie et de morphologie, ne peuvent remplir (identification de la stratigraphie, caractérisation des formations superficielles, typologie et activité des processus géomorphologiques etc.). L'intégration de l'ensemble de ces données a permis d'aboutir à une cartographie



géomorphologique, présentée en annexe, dont la vocation est fondamentalement géoarchéologique et sur la base de laquelle s'articule la réflexion.

Ce chapitre est donc construit autour de ce travail cartographique, de manière analogue aux livrets qui accompagnent habituellement les cartes géologiques ou géomorphologiques. Dans un premier temps, il introduit les caractéristiques physiques générales de la zone d'étude, puis détaille les méthodes et les sources utilisées pour la réalisation de la cartographie. Ensuite, il passe en revue et décrit en détail toutes les formes du relief présentes, hiérarchisées en formes structurales, d'accumulation, d'érosion, gravitaires et anthropiques. Enfin, la discussion s'attache à évaluer la potentialité des différents secteurs pour la poursuite des objectifs de cette thèse, en s'appuyant sur les données géomorphologiques obtenues et en les mettant en regard de données pédologiques pour élaborer une cartographie de potentialité géoarchéologique.

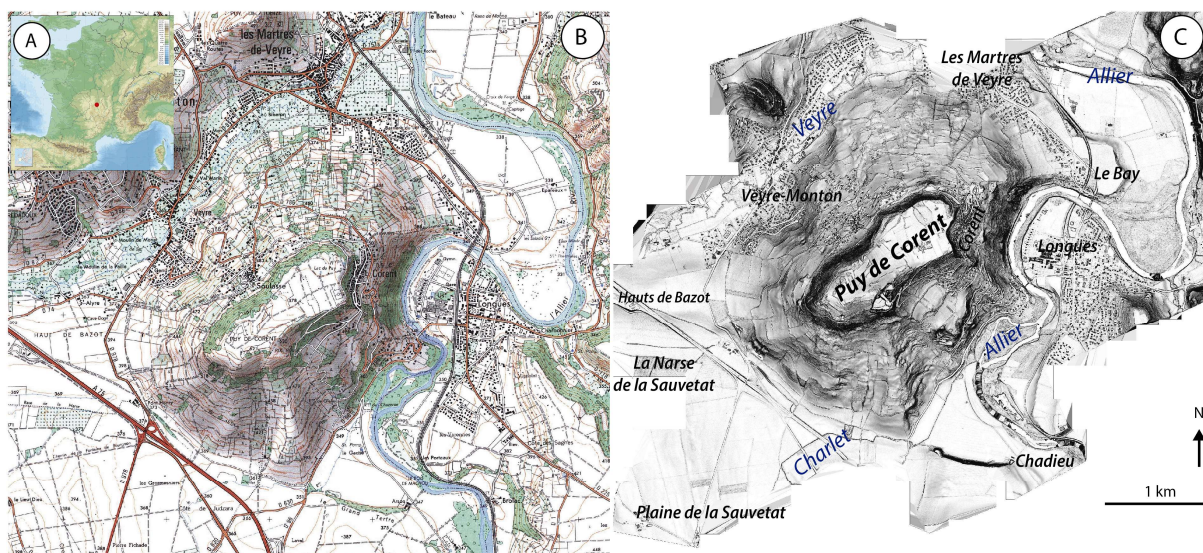
Certains des secteurs les plus importants sont discutés dans le détail en s'appuyant sur les données géomorphologiques mais également sur des données historiques. La stratégie de sélection d'un ensemble idéal de secteurs de travail s'articule autour de l'ensemble ces éléments. Cependant des choix ont dû être faits et la stratégie réadaptée en fonction de l'avancée des travaux et des premiers résultats, et tous les sites prévus à l'origine n'ont donc pu être étudiés. Par conséquent, un bilan est dressé sur les secteurs qui ont finalement fait l'objet des études présentées dans cette thèse, et ceux qui pourront faire l'objet de travaux futurs.

## **1.2- Secteur d'étude**

### **1.2.1- Localisation, relief et hydrographie, archéologie.**

Le Puy de Corent est un plateau d'origine volcanique situé une vingtaine de km au sud de Clermont-Ferrand, au cœur du Massif Central (Fig. 3-1A). Il s'agit d'une des élévations principales du sud de la plaine de Limagne (ou Limagne des Buttes), où il occupe une position centrale, à proximité immédiate de l'Allier qui mord son flanc est (Fig. 3-1B).

Cette thèse s'intéresse globalement à l'ensemble du plateau et ses versants, ainsi que ses abords immédiats en contrebas, constitués par une partie de la plaine de Limagne méridionale (plaine de La Sauvetat) et de la vallée de l'Allier. La zone d'étude dessine grossièrement un triangle de 20 à 25 km<sup>2</sup> limité à l'est par la vallée de l'Allier, à l'ouest et au Nord par celle de la Veyre, et au sud par les ruisseaux de la Narse et du Charlet (Fig. 3-1B). Cette délimitation obéit également à une logique géomorphologique, dans la mesure où elle correspond aux espaces connectés par les flux hydro-sédimentaires qui transitent du Plateau de Corent vers la plaine et les vallées de l'Allier et de la Veyre (Fig. 3-1C).



**Fig. 3-1. A-Localisation de la zone d'étude dans le Massif Central. B-Extrait de la carte topographique IGN 1:25.000 (Feuille de Veyre-Monton) couvrant la zone d'étude. C-Modèle de pente dérivé des données LiDAR montrant les principaux éléments du relief de la zone d'étude.**

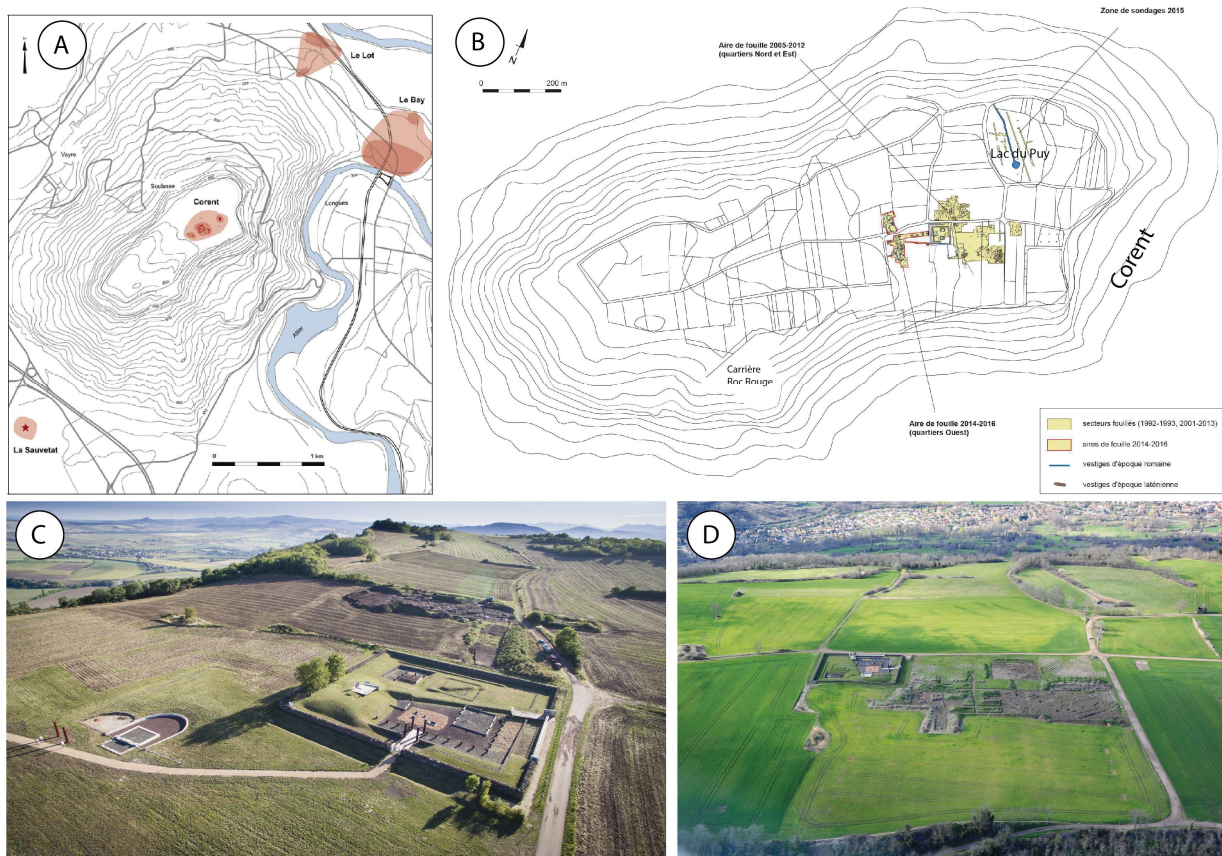
Plusieurs grands ensembles de relief caractérisent la zone d'étude. Premièrement, le sommet du plateau, limité à une soixantaine d'hectares. Il culmine à 621 m, 280 m au dessus du niveau local de l'Allier, et a une forme allongée d'axe sud-ouest/nord-est. La partie sud-ouest du plateau est composée d'un cône volcanique avec des pentes plus fortes et plusieurs sommets, alors que la partie est s'avère très plate et correspond à une coulée de lave qui a formé un entablement basaltique, daté c. 3 MA (Bouchard, 1959 ; Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Cet entablement est dans la partie nord de son pourtour délimité par un escarpement important, au pied duquel se situe le village de Corent (Fig. 3-1).

Les versants du plateau occupent un espace bien plus important que le sommet du plateau lui-même. Ils sont essentiellement développés sur des matériaux marno-calcaires oligocènes. Il s'agit de « versant lisses » régularisés par le colluvionnement, qui présentent cependant des morphologies complexes et contrastées selon leur orientation (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Des vastes secteurs des versants est et ouest sont occupés par les aires urbanisées des communes de Corent et Veyre-Monton. Plusieurs sources apparaissent dans les hauts versants, spécialement au nord : l'eau de pluie s'infiltré dans la coulée basaltique sommitale, et au contact des marnes imperméables sous-jacentes affleure sur le pourtour de la coulée, pour re-circuler ensuite de manière diffuse dans des formations colluviales des versants (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980).

La plaine marno-calcaire de La Sauvetat occupe la partie sud et sud-ouest de la zone d'étude, et se caractérise par un relief relativement peu accidenté, avec des croupes marno-calcaires très modestes, drainées par des petits cours d'eau (Fig. 3-1). La vallée de l'Allier occupe le tiers oriental de la zone d'étude et a une orientation méridienne. L'Allier, à la suite du défilé rocheux de Coudes plus au sud, accède à un relief plus ouvert dans la Limagne des buttes et son tracé devient plus sinueux. La rivière dessine dans le secteur nord-est de la zone d'étude, entre les ponts de Longues et du Bateau, une grande boucle localement appelée « la boucle de l'Allier ». Les Puy de Corent en rive gauche et de St-Romain en rive droite forment un dernier étau verrouillant la vallée avant la grande Limagne plus au nord. Son cours reste cependant assez encaissé entre les reliefs

environnants, et les méandres ménagent des terrasses étagées bien développées de part et d'autre de son tracé, partiellement occupées par l'extension des communes des Martres de Veyre et de Longues (Fig. 3-1). Au sud de la zone d'étude, l'Allier reçoit les ruisseaux de la Narse et du Charlet qui drainent la plaine de la Sauvetat, mais son affluent principal dans ce secteur est la Veyre, dont la vallée forme l'extrémité nord-occidentale du secteur d'étude. Cette vallée a un relief très plat, sans qu'on puisse vraiment distinguer des terrasses dans son remplissage alluvial, et est en bonne partie urbanisée du fait de l'extension des communes des Martres de Veyre et Veyre-Monton.

Le climat du secteur est semi-continentale avec des hivers froids et des étés qui peuvent être assez chauds. Les précipitations sont faibles (585 mm) à cause de l'effet d'abri de la Chaîne des Puys face à la circulation générale de l'ouest, accompagné d'un effet de Foehn (Gachon, 1963 ; Ballut, 2000). La végétation est schématiquement circonscrite aux rares zones épargnées par les activités agricoles, principalement les secteurs du versant de Corent où la pente est trop forte (notamment sur le pourtour de la coulée basaltique), ainsi que le long des berges de la Veyre et surtout de l'Allier, où une forêt alluviale est parfois bien conservée. La déprise agricole intervenue durant la deuxième moitié du vingtième siècle fait que de nombreux secteurs, notamment dans les versants difficiles à travailler, sont couverts de broussailles et de buissons qui ont tendance à les coloniser.



**Fig. 3-2. A- Localisation des principaux sites archéologiques de la zone d'étude (Poux et al., 2016). B-Plan des secteurs fouillés entre 1993 et 2015 sur le plateau de Corent (Poux et al., 2018). C-Vue d'ensemble de la fouille 2015 (arrière plan) et le sanctuaire et l'édifice d'assemblée aménagés (cliché J. Way, Conseil départemental du Puy de Dôme). D-Vue d'ensemble du sanctuaire, de la fouille et du Lac du Puy en arrière plan, en 2013 (cliché B. Dousteysier).**

La zone d'étude se caractérise également par une abondance de vestiges archéologiques qui vont depuis le Paléolithique Supérieur à l'âge du Fer et la période romaine (Provost & Mennessier-jouannet, 1994 ; Vallat, 2002 ; Lauranson et al., 2016). Le site principal est celui du plateau de Corent, avec une séquence d'occupation de cinq millénaires entre le Néolithique et la période romaine, détaillée dans le chapitre précédent. Connue depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, le site est fouillé en continu depuis 2001 (Directeur de fouille, M. Poux). Les fouilles ont mis en évidence des occupations importantes pendant l'Age du Fer, mais aussi à la fin de l'Age du Bronze et au Néolithique, dont certaines ont des caractéristiques proto-urbaines (Poux, 2012 ; Milcent, Chassan, et al., 2014 ; Milcent, Poux, et al., 2014 ; Poux et al., 2018). D'autres sites sont mineurs tels celui des Martres de Veyre (Le Lot), du Bay (au nord du Pont de Longues), ou encore le sanctuaire des Grosmeniers à la Sauvetat (Fig. 3-2A).

### 1.2.2- Contexte géologique

Bien que les travaux à l'échelle régionale soient abondants et le secteur assez bien connu, la carte géologique au 1:50.000 (feuille de Veyre-Monton), entamée dans les années 70, est toujours inachevée en 2018. Ceci nous a obligé à utiliser la minute issue des travaux de Bouillier (1979), qui a été mise à jour récemment en vue de sa publication prochaine, et de la compléter avec des informations de la feuille de Clermont-Ferrand (BRGM, 1973). Il a aussi été nécessaire de réunir les informations géologiques éparses provenant de diverses publications. Le secteur de Corent a été étudié depuis la fin du XIX<sup>e</sup> et le début du XX<sup>e</sup> siècle (Lecoq, 1867 ; Giraud, 1902 ; Glangeaud, 1908) puis pendant les années 50 (Derruau, 1950 ; Bouchard, 1959). Depuis, très peu de travaux s'y sont intéressés, à l'exception notable d'une publication du Laboratoire des Ponts et Chaussées concernant la géomorphologie des versants du puy (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980) partiellement basée sur la carte ZERMOS (Greffier, 1978). Les rares documents postérieurs sont du domaine de la littérature grise et reprennent les travaux d' A. De Goër (Peltier, 2002), ou bien il s'agit de mémoires universitaires.

La zone d'étude se situe dans la partie sud de la plaine de Limagne, qui est un vaste bassin d'effondrement tectonique tertiaire de type *graben* au cœur du socle varisque cristallin du Massif Central (Fig. 3-3A). Il est apparenté à des secteurs de graben eo-oligocènes du rift ouest-européen tels que celui du Rhône ou du Rhin (Michon, 2001 ; Nehlig et al., 2003), développés pendant et après l'Orogénie Alpine. La dépression résultante est allongée selon un axe N-S de 90 km, sur 15 à 40 km de large, et est délimitée à l'est par les Monts du Livradois-Forez, et à l'ouest par la faille de Limagne qui la sépare du Plateau des Dômes et de la Chaîne des Puys qui culmine à 1465 au Puy de Dôme (Boivin et al., 2004). La Limagne est très ouverte vers le nord, mais au sud dans la Limagne des Buttes elle se resserre graduellement puis se referme au horst de Saint-Yvoine (Fig. 3-3B). La sédimentation carbonatée continentale, contrôlée en partie par les accidents et les dénivelés du socle, a graduellement rempli ce grand bassin pendant la fin de l'Eocène et jusqu'au Miocène inférieur. Cette séquence continentale est fondamentalement composée de roches sédimentaires détritiques (grès, arkoses, marnes), chimiques (calcaires) et plus rarement évaporitiques telles que le gypse ou l'anhydrite (BRGM, 1973).

Le volcanisme a affecté la région entre l'Oligocène et l'Holocène Moyen (7000 BP), en y laissant d'abondants édifices et dépôts (Nehlig et al., 2003). En Limagne des Buttes, le volcanisme Miocène

est bien représenté : il s'agit de brèches phréatomagmatiques, de dômes et coulées basaltiques bien représentés par les Puys de Saint-Sandoux, de Saint-Romain et le Plateau de Gergovie qui culminent tous entre 750 et 850 m (Fig. 3-3B). C'est à ce moment aussi (Miocène supérieur) qu'a débuté l'incision du Paléo-Allier dans le remplissage sédimentaire du bassin de Limagne. Durant le Pliocène et le Pleistocène, une nouvelle phase volcanique s'est développée en Limagne, associée à l'activité du massif du Mont-Dore (basaltes, tufs, brèches, trachytes, débris). Cette activité a produit des cônes stromboliens monogénétiques comme le Puy de Corent, accompagnés d'épanchements et coulées basaltiques et de débris dont le plus important du secteur est la coulée de la Montagne de la Serre (Fig. 3-3B).

L'activité volcanique entre le Pléistocène Supérieur et l'Holocène se concentre surtout sur le Plateau des Dômes où se développe l'alignement méridien de la Chaîne des Puys constitué de cônes, dômes et coulées associées dont le point le plus élevé est le Puy-de-Dôme (Fig. 3-3B). Certaines coulées atteignent cependant la Limagne comme celle de Saint-Amant (associée aux puys de la Vache et de Lassolas) qui emprunte la vallée de la Veyre c. 8500 BP (Boivin et al., 2004 ; Boivin & Thouret, 2014).

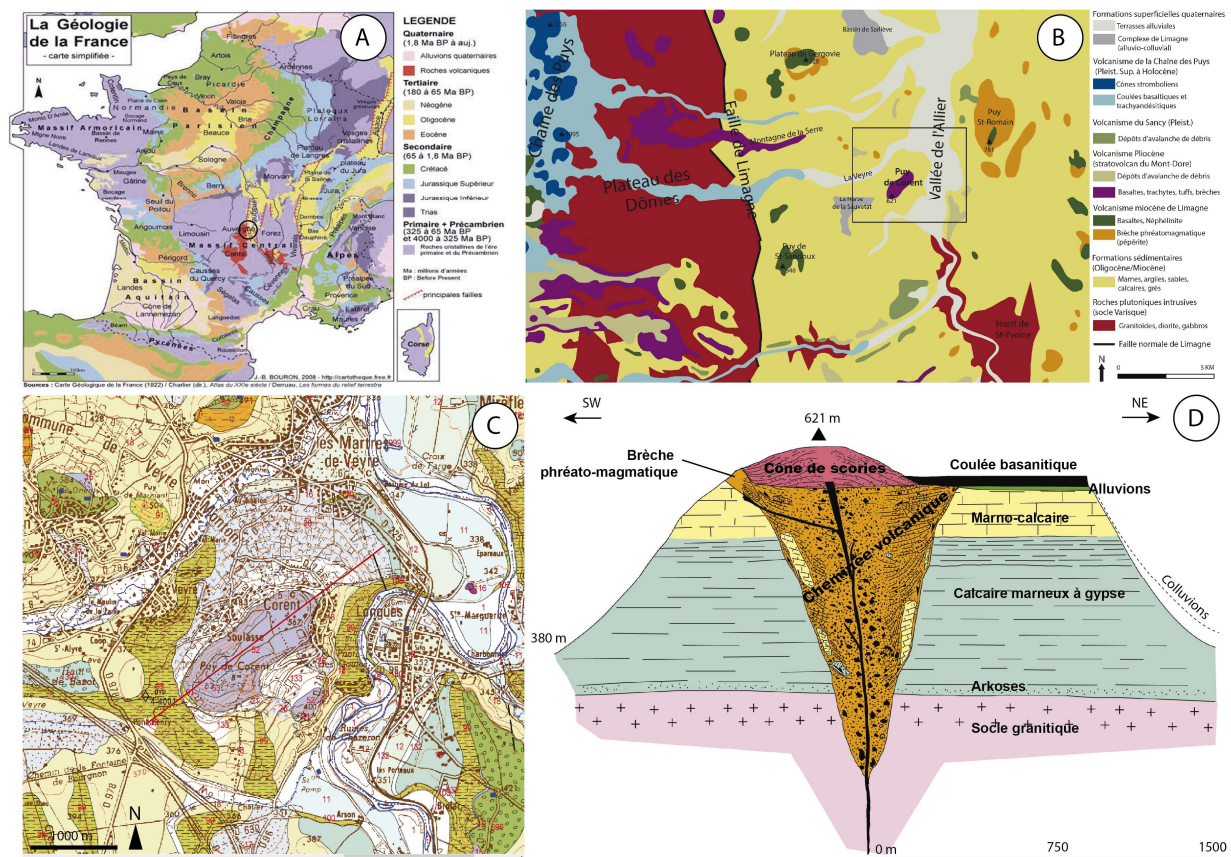
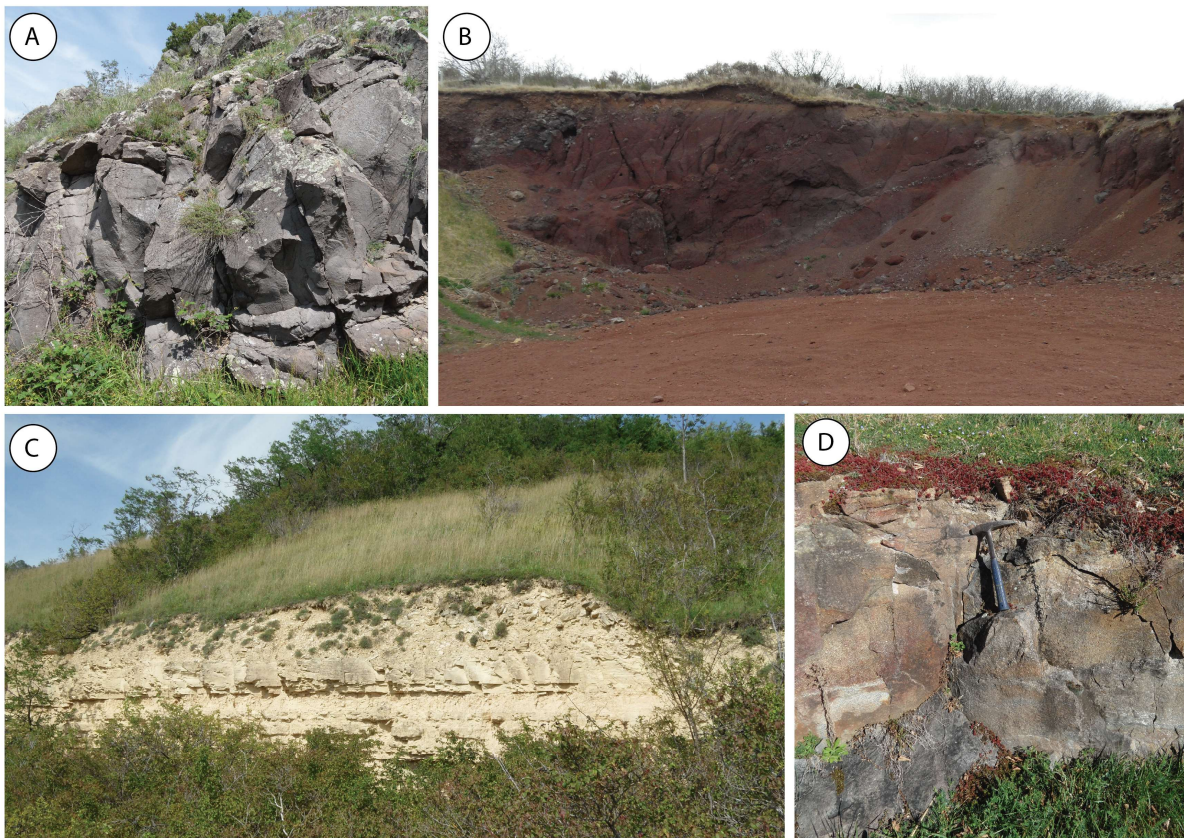


Fig. 3-3. A-Localisation de la zone d'étude (cercle noir) dans le contexte géologique de la France (carte JB Bouron, 2008). B-Géologie simplifiée de la Limagne du Sud et du Plateau des Dômes adjacents, modifiée à partir de la minute de la feuille géologique de Veyre-Monton (BRGM, en préparation). C-Extrait de la minute de la carte géologique de Veyre-Monton (BRGM, en préparation) correspondant à la zone d'étude. Le lecteur est renvoyé à la légende de la feuille voisine de Clermont-Ferrand pour l'interprétation des figurés. La ligne rouge représente la coupe affichée en D. D-coupe géologique schématique du Puy de Corent (Boivin, d'après De Goër (2000)).

Dans notre zone d'étude, l'essentiel de la morphogénèse du relief actuel s'est produit pendant la fin du Pliocène et le Quaternaire. Elle a été causée par l'encaissement du réseau hydrographique de

l'Allier et de ses affluents et le démantèlement graduel du remplissage sédimentaire du bassin de Limagne. En Grande Limagne, les contraintes structurales faibles sont à l'origine d'une topographie assez plate, où prédominent les reliefs tabulaires ou sub-tabulaires contrôlés par les structures sédimentaires oligocènes (BRGM, 1973). C'est également le cas dans la partie sud-ouest du secteur d'étude (plaine de la Sauvetat) où le relief se caractérise par des croupes marno-calcaires peu élevées qui culminent entre 300 et 400 m d'altitude. Cependant dans le reste du secteur d'étude, la morphogénèse quaternaire a été soumise à des contraintes structurales plus fortes. D'une part, l'ensemble des édifices volcaniques précédemment décrits ont protégé les sédiments marneux sous-jacents de l'érosion, ce qui a graduellement abouti aux inversions de relief caractéristiques de la Limagne des Buttes (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980), telles le Puy de Corent ou le Puy de Saint Sandoux (Fig. 3-3). D'autre part les accidents du socle sous-jacent ont aussi joué un rôle important dans l'évolution du réseau hydrographique.



**Fig. 3-4.** A- Affleurement de basaltes du Puy de Corent, avec disjonction prismatique. B- Petite carrière dans le cône de scorie du Puy de Corent. C- Calcaire marneux, parfois gypseux, du flanc est du Puy de Corent (ancienne plâtrière). D- Affleurement d'arkoses en bordure d'Allier, dans le secteur des sources du Tambour.

En effet, le socle est compartimenté en une série de blocs plus ou moins surélevés, basculés ou effondrés sous le remplissage sédimentaire de Limagne, articulés au moyen de failles, et qui peuvent contrôler l'encaissement du drainage. Par exemple, quelques kilomètres au sud du secteur d'étude, le Horst de St-Yvoine constitue un verrou structural important qui referme au sud la Limagne (Fig. 3-3B). Dans le secteur d'étude, l'influence de ces accidents du socle est sensible notamment à proximité du Pont de Longues, où des failles bien connues comme celle de Longues ou celle perpendiculaire du Tambour font affleurer des bancs d'arkose en discordance latérale avec les

matériaux marno-calcaires, et plus exceptionnellement le granite sous-jacent (affleurement des sources des Saladis). Ces failles constituent des couloirs d'érosion préférentielle empruntés par le tracé de l'Allier et véhiculent d'abondantes venues hydrothermales chargées en aragonite (Rechat, 1904 ; Surmely, 2004), en même temps que les arkoses, résistantes à l'érosion, limitent la divagation latérale de l'Allier.

Les principaux dépôts quaternaires en Limagne sont les terrasses alluviales, avec des âges qui vont du Plio-Pleistocène à l'Holocène Ancien (Raynal, 1984 ; Ballut, 2000 ; Pastre, 2005). Dans le secteur d'étude, elles apparaissent étagées de part et d'autre du tracé de l'Allier, entre le plateau de Corent à l'ouest et le Puy Saint-Romain à l'est. Des dépôts alluvio-colluviaux hydromorphes des bas-fonds marneux de la plaine, dénommés complexe de Limagne ou Terres Noires de Limagne, et développés principalement durant l'Holocène (Gachon, 1963 ; Bornand et al., 1968 ; BRGM, 1973 ; Ballut, 2000), apparaissent dans le secteur de La Narse de la Sauvetat au sud-ouest du secteur d'étude. Les versants du Puy de Corent, comme la plupart des versants des buttes volcaniques de Limagne, sont couverts par des colluvionnements volcano-sédimentaires qui peuvent parfois être très épais, spécialement dans les versants nord (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980), où les mouvements en masse (solifluxion, glissements) sont communs (Vidal, Hervé, & Camus, 1996 ; Vidal & De Goër, 1997).

La séquence stratigraphique du secteur du Puy de Corent est relativement peu complexe et bien connue (Fig. 3-3C et D). Le socle granitique varisque, fracturé en blocs par une série de failles, n'affleure pas localement sauf très ponctuellement au secteur des Sources des Saladis. Il est surmonté par une séquence sédimentaire continentale Eocène-Miocène épaisse de 200 m environ. À la base de cette séquence, des sables arkosiques deviennent progressivement des bancs d'arkose très compacte (15-20 m de puissance), qui affleurent parfois en bord d'Allier (Fig. 3-4D). Ils sont surmontés par une alternance de calcaires marneux, parfois gypseux, oligocènes en bancs décimétriques subhorizontaux sur une centaine de mètres d'épaisseur (Fig. 3-4C), puis à nouveau par 100 mètres d'épaisseur de marnes calcaires. Au sommet de cette séquence se situe une ancienne nappe alluviale, dont l'affleurement sous le village actuel de Corent est aujourd'hui difficile à observer. Cette nappe est recouverte par un complexe volcanique épais de 30 à 40 m, composé d'un cône de scories avec un diatrème pépéritique (Fig. 3-4B), et d'une coulée de laves basanitiques (Fig. 3-4A) qui forme un entablement (Greffier and Restituto 1980).

## **2-Matériels et Méthodes**

La réalisation de la cartographie géomorphologique a été entreprise suivant une méthodologie en trois phases qui intègre efficacement les potentialités des techniques modernes de géomatique, SIG et télédétection avec les techniques classiques de terrain, ce qui permet de gagner du temps et d'optimiser l'ensemble du processus pour aboutir à un résultat de meilleure qualité (Otto & Smith, 2013). Divers types de cartes géomorphologiques existent avec différents niveaux de complexité et plusieurs formats de représentations graphiques, le choix d'un type plutôt qu'un autre dépendant principalement des objectifs poursuivis (Otto & Smith, 2013). Parmi les plus communes, les cartes morphogénétiques mettent l'accent sur les processus de genèse des formes, les cartes morphodynamiques sur la dynamique morphologique, les cartes morphographiques abordent la

morphologie du terrain. Toutes peuvent inclure dans une certaine mesure des éléments tirés des cartes géologiques ou de formations superficielles.

Dans le cas de ce chapitre, l'objectif principal était de produire une cartographie géomorphologique qui permette une compréhension générale du fonctionnement hydro-morpho-sédimentaire du plateau et de ses versants, ainsi que de repérer les secteurs d'accumulation sédimentaire holocène qui pourraient présenter un intérêt géoarchéologique. Le type de carte choisi a donc été la carte morphogénétique, en intégrant des éléments de morphodynamique, et en limitant au strict minimum les informations morphographiques (ruptures de pente) et lithologiques.

Dans une première phase préparatoire, les données LiDAR ont été traitées, et un MNT et des modèles dérivés ont été produits (ombrage, pentes, LRM, etc.) avec une résolution de 50 cm, tel qu'il est décrit dans le chapitre précédent. Les MNT disponibles (CRAIG 10 m et MNT Allier 5m) ont également été géoréférencés et exploités afin de combler certains vides des données LiDAR qui affectaient les extrêmes est, nord et sud-est du secteur d'étude.

La deuxième étape de cette phase préparatoire a consisté à collecter et sélectionner tous les travaux et sources d'information cartographiques (à l'échelle du 1:100.000 au moins) disponibles concernant le Puy de Corent et ses Marges : minute de la carte géologique BRGM, carte topographique IGN (actuelle et 1950), carte pédologique du Val d'Allier, cartographie historique (carte d'État Major, cadastre napoléonien, carte de Cassini), carte ZERMOS, etc. Une abondante imagerie aérienne fournie par l'IGN a également été géoréférencée et analysée (actuelle et historique, ainsi qu'infrarouge). A ces images se sont ajoutées celles d'autres sources telles que Google Earth ou DigitalGlobe (Microsoft Corporation), l'objectif étant de maximiser les opportunités d'observation des sols nus pendant différentes périodes de l'année.

Tous ces documents ont été géoréférencés sur la base du MNT issu des données LiDAR en utilisant ArcGis 10.0. Les documents qui ne pouvaient pas être géoréférencés, telles que certaines cartes historiques, des croquis ou figures issus de publications anciennes, des relevés stratigraphiques issus d'opérations archéologiques préventives (Vallat, 2003 ; Vernet, 2011 ; Alfonso, 2013) ou programmées (Guichard, 1991 ; Lauranson et al., 2016 ; Poux et al., 2016, 2018), des sondages BRGM issus de la Banque de données du Sous-Sol, des études hydrogéologiques ou de gravières, ou encore des clichés aériens (cédés par B. Dousteysier) ont été également réunis pour servir d'appui au travail cartographique.

La seconde phase a été consacrée au travail de terrain, une prospection pédestre de l'ensemble de la zone d'étude accompagnée de relevés systématiques. Ces relevés ont inclus une description et une caractérisation des formes du relief et des processus associés, des formations superficielles, ainsi que des abondants relevés pédo- et litho-stratigraphiques des coupes disponibles (affleurements naturels, coupes de berge, talus de route, carrières et travaux d'aménagement, entre autres). Certains secteurs ont fait l'objet de sondages à l'aide d'une tarière de pédologue qui ont été toujours très superficiels (à l'exception de ceux entrepris dans La Narse de la Sauvetat, voir Chap. 6) et ont servi à caractériser la nature des formations superficielles en absence de coupes naturelles. L'ensemble de ces relevés, si nécessaire localisé au DGPS, s'est appuyé sur la prise de photographies et plus rarement sur la collecte d'échantillons sommaires, le plus souvent été examinés sur le terrain même. Quand la continuité des fenêtres d'observation des formations superficielles et du substrat le permettait, des profils ou des coupes schématiques ont été dressés, par exemple le long de versants



ou de terrasses alluviales. Simultanément, une première minute géomorphologique de terrain a été réalisée sur base de la carte topographique IGN au 1:25.000.

Bien que ces travaux aient été conduits de manière systématique en couvrant toute la zone d'étude, les données LiDAR ont parfois permis de cibler les prospections dans les secteurs les plus intéressants du point de vue géomorphologique. Leur étude préliminaire a également facilité la vision d'ensemble et le repérage sur le terrain, même à une échelle micro-topographique dans des secteurs au relief complexe. De même, les secteurs plus simples et homogènes ont pu être appréhendés et caractérisés plus rapidement en optimisant le travail de terrain (Otto & Smith, 2013). L'interprétation géomorphologique finale est une synthèse fondée sur les données obtenues du terrain, complétées de toutes les données cartographiques et thématiques compilées auparavant, qui ont permis de nuancer et affiner l'interprétation notamment du plateau volcanique de Corent, de ses versants et des terrasses alluviales.

La troisième phase du travail a consisté à synthétiser l'ensemble des données et à créer une cartographie géomorphologique vectorisée sous ArcGis 10.0. La minute géomorphologique de terrain a été numérisée et intégrée à la base de données précédemment construite, pour ensuite être vectorisée en s'appuyant systématiquement sur la topographie du MNT LiDAR à 0.5 m (beaucoup plus fine que la topographie IGN), et ponctuellement sur de l'imagerie aérienne (extension des formations superficielles p.ex.). La vectorisation s'est faite manuellement, en adaptant pour ArcGis 10.0 et Adobe Illustrator la légende géomorphologique produite par l'Institut de Géographie de l'Université de Lausanne (Maillard et al., 2011). Celle-ci est de type morphogénétique avec une composante morphodynamique et est inspirée partiellement du système français. Les figurés ont été partiellement combinés avec la base de données sémiologiques pour la cartographie géomorphologique proposée par F. Joly (Joly, 1997). Le code de couleurs des catégories de processus est partiellement basé sur les usages de l'école française. La légende a été hiérarchisée en fonction des besoins spécifiques de cette thèse, en séparant les formes d'érosion, les formes gravitaires et les formes d'accumulation, sachant que c'est surtout ces dernières qui sont susceptibles de contenir des archives sédimentaires exploitables. Les surfaces artificialisées (carrières, gravières, aires urbaines, etc.) ont été séparées pour des raisons pratiques. En effet, il y est souvent difficile d'implanter et de réaliser des sondages géoarchéologiques, et les archives sédimentaires sont soit inexistantes ou très perturbées, soit inaccessibles.

## **3-Résultats : géomorphologie du Puy de Corent et de ses marges**

### **3.1- Formes structurales**

Dans la zone d'étude, les principaux reliefs structuraux sont d'une part ceux liés au volcanisme pliocène et quaternaire, et d'autre part ceux en relation avec les structures subhorizontales du remplissage sédimentaire oligocène de Limagne. Parmi les premiers le plateau de Corent, situé au centre de la zone d'étude est sans doute le plus important. Il s'agit d'un cône strombolien monogénétique avec un diatrème pépéritique et une coulée de lave basanitique associée, âgé de c. 3 MA (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980 ; Nehlig et al., 2003). L'inversion graduelle du relief depuis le

Pliocène en a fait une butte au sommet relativement plat d'une soixantaine d'hectares, allongée dans le sens sud-ouest/nord-est (Fig. 3-5A et B). Sa moitié nord-est, quasiment plate, correspond à l'entablement basaltique (basanite) puissant de 30 à 40 m ; il est délimité par un escarpement particulièrement bien développé au-dessus du village de Corent. Un grand pan de l'entablement basaltique a glissé le long du versant sud-est du Puy de Corent et constitue un grand replat structural à mi-pente (c.f. 3.4-processus gravitaires). La moitié sud-est du plateau correspond au cône de scorie et culmine à 621 m. Elle présente un relief plus accentué et trapu, avec plusieurs sommets disposés en demi-cercle ouvert en direction de la partie basse du plateau entre lesquels se dessine un thalweg marqué. Vers le haut versant, le rebord du plateau est convexe et, à différence de la coulée basaltique, sans escarpement net. Peu épaisses, les formations superficielles qui se développent sur le plateau sont des brunisols andiques et des régosols andiques sur scories (Legrand, Bartoli, & Curt, 2007).

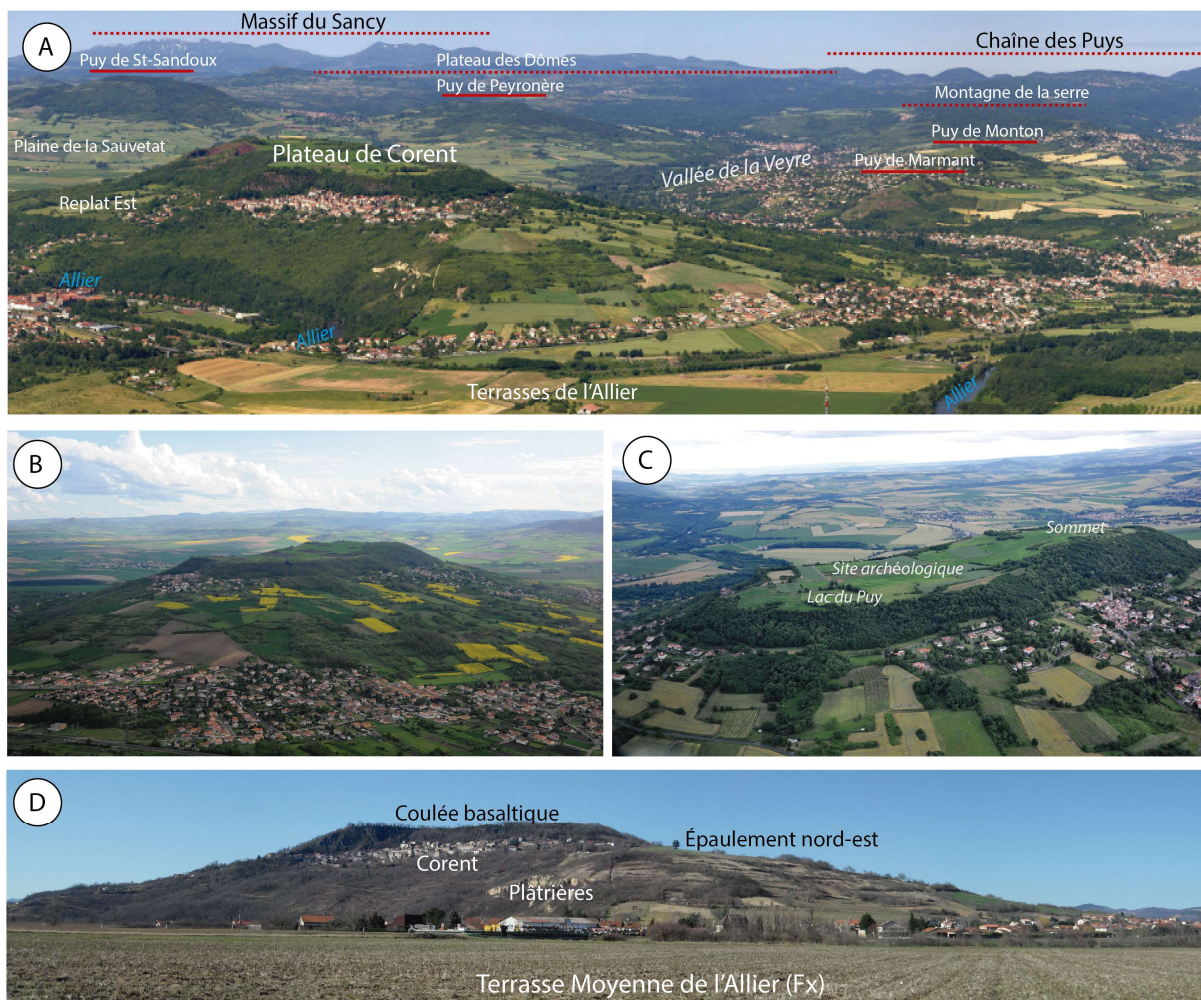


Fig. 3-5. A- Vue d'ensemble du plateau de Corent, des terrasses de l'Allier, de la Vallée de la Veyre et des reliefs structuraux volcaniques du Massif Central en arrière-plan (cliché D. Romeuf). B-Vue d'ensemble de Corent depuis le Nord. On distingue particulièrement la coulée volcanique en inversion de relief sur les versants lisses marno-calcaires (cliché B. Dousteyssier). C-Vue d'ensemble du sommet du plateau de Corent, entouré d'un talus d'éboulis basaltique complètement végétalisé (cliché B. Dousteyssier). D-Vue du versant est et nord-est du Puy de Corent depuis la terrasse Fx de l'Allier. On distingue l'escarpement basaltique sur le village, ainsi que la rupture de pente de l'épaule nord-est, développé sur un banc calcaire plus résistant.

Un deuxième plateau volcanique, également issu d'une inversion de relief, est situé au bord oriental du secteur d'étude : il s'agit de la côte des Sagnes au-dessus des terrasses alluviales de Longues, qui culmine à 425 m environ. Il est constitué par les résidus d'un dépôt de Lahar (ou avalanche de débris) associé à la génération du plateau de Perrier qui s'inscrit dans le volcanisme oriental du Mont-Dore au Pliocène supérieur (2,5-2 MA). Sa position marginale dans le secteur d'étude fait qu'il n'est que très peu intéressant dans le cadre de ce chapitre (Fig. 3-3B).

Au sein de la séquence marno-calcaire oligocène, les bancs calcaires plus résistants sont à l'origine de replats ou épaulements structuraux notamment sur les versants de Corent. Bien qu'ils ne soient pas très étendus, ils apparaissent à plusieurs reprises sur le pourtour des versants du Puy de Corent toujours entre 400 et 450 m, produisant des ruptures de pente qui modifient le profil du versant (Fig. 3-5D) et interfèrent avec les dynamiques colluviales. Quand ces replats ne sont pas développés, on observe cependant des petits escarpement ou gradins qui marquent localement un banc plus résistant. La basse-plaine marno-calcaire dans le sud et le sud-ouest du secteur d'étude inclut également quelques croupes allongées peu marquées qui s'élèvent à peine sur le relief environnant (10-25 m) à la faveur de matériaux carbonatés localement plus résistants, mais suffisent cependant pour structurer le drainage de la plaine de la Sauvetat. Au pied du versant ouest du puy de Corent, les hauteurs dénommées « les Hauts de Bazot » (Fig. 3-1) constituent un cas particulier. Cette surface structurelle calcaire qui se détache 25 à 30 m au dessus du bassin de la Narse de la Sauvetat et de la vallée de la Veyre qu'elle sépare, est localement coiffée par un niveau alluvial résiduel pléistocène (cf. 3.2.1).

## **3.2- Formes d'accumulation**

### **3.2.1 Dépôts alluviaux de l'Allier et de ses affluents**

Les dépôts alluviaux sont composés d'alluvions actuelles et quaternaires de l'Allier, ainsi que par les alluvions des cours secondaires de la Veyre et du Charlet, et en dernier lieu par des accumulations alluvio-colluviales provenant des cônes d'épandage.

Les alluvions quaternaires à subactuels de l'Allier se distribuent en une série de terrasses étagées amplement étudiées depuis les années 80 (Raynal, 1984 ; Jongmans et al., 1991 ; Veldkamp et al., 2004 ; Pastre, 2005b ; Pastre et al., 2007). Elles occupent le tiers oriental de la zone d'étude, de part et d'autre du cours de l'Allier. Ces alluvions se composent majoritairement de matériaux cristallins et volcaniques, dont la minéralogie a été largement étudiée et corrélée au volcanisme régional qui fournit des repères chrono-stratigraphiques précieux (Pastre, 1986 ; Pastre et al., 2007). Les différences pétrologiques et minéralogiques n'impliquent cependant pas de grandes différences en termes morphologiques. Ces terrasses forment des replats plus ou moins bien conservés et d'extensions et puissances variables, connectés entre eux par des talus courts. Elles s'étagent entre 175 et 1-2 m au dessus du niveau actuel de l'Allier avec des âges compris entre le Plio-Pleistocène (Pastre, 2005) et le subactuel. Ces replats supportent des sols bruns plus ou moins évolués, légers et filtrants, très aptes pour la céréaliculture dans les secteurs non-urbanisés. Les plus anciennes sont parfois indurées par des ciments ferrugineux, ou encore par des dépôts travertineux liés à l'activité des sources minérales (cf. 3.2.4) et supportent des sols plus lessivés (Bornand et al., 1968).

La terrasse la plus ancienne du secteur cartographié est sans doute la nappe alluviale fossilisée par la coulée du Puy de Corent. Elle affleure sous la coulée basaltique au niveau du village (Fig. 3-3D). Ce dépôt, non cartographié dans cette étude du fait de la difficulté à trouver des affleurements de qualité sous le village de Corent, est perché à 175 m au-dessus du niveau actuel de l'Allier. Il est identifié à un niveau alluvial Fm et date probablement du Plio-Pleistocène soit un âge situé entre 3.5 et 3 MA (Pastre, 2005). Couvrant des marnes de léger pendage nord, il supporte un aquifère local perché qui alimente les sources du village de Corent.

Nettement plus jeune et située au pied du versant ouest de Corent, la formation alluviale résiduelle des Hauts de Bazot est le dépôt alluvial le plus ancien cartographié dans le secteur. Perché à 55m au dessus du niveau actuel de l'Allier et très déconnecté du réseau de drainage actuel, on peut le rapprocher de la terrasse Fvd de Limagne âgée de 580 ka (Pastre, 2005), ou peut-être aux dépôts Fwa un peu plus jeunes (400 a 500 ka). Assez érodé, ce dépôt est un cailloutis alluvial peu épais qui recouvre l'ensemble du seuil qui sépare la Narse de la Sauvetat de la vallée de la Veyre. Sa position suggère un ancien tracé du paléo-Allier à travers la vallée de la Veyre durant le Pleistocène Moyen.

Les autres terrasses du secteur d'étude sont en général bien préservées, et leur disposition étagée est clairement observable de part et d'autre du cours actuel de l'Allier. Parmi celles-ci, les plus élevées sont les terrasses Fw qui se situent entre 30 et 40 m au-dessus du cours de l'Allier. Elles apparaissent principalement dans le secteur sud-est de la zone d'étude, dans le secteur du Château de Chadieu, mais un lambeau est également présent au pied du versant nord de Corent sous l'agglomération des Martres de Veyre. On observe localement un dédoublement de cette terrasse dans le secteur de Chadieu avec deux niveaux à +30-35 et +40 m. Si on se réfère à la carte géologique, le niveau supérieur correspondrait peut-être aux terrasses Fv, mais des études plus récentes indiquent qu'il s'agit vraisemblablement d'un dédoublement de Fwa2 et Fwa3 à +35 et +40 m avec un âge autour de 400 ka (Pastre, 2005).

Les terrasses Fx (parfois dénommées terrasses moyennes) sont bien représentées dans tout le secteur d'étude le long du cours de l'Allier. Elles constituent des larges replats alluviaux très bien préservés. Ces niveaux (ainsi que les basses terrasses Fy) sont le résultat de plusieurs phases de remblaiement et recreusement au cours du Pléistocène supérieur et du début de l'Holocène. Plusieurs interprétations ont été proposées depuis les années 80 en termes de structure et de correspondance aux cycles froids et aux réchauffements de cette période (Raynal, 1984 ; Veldkamp et al., 2004 ; Pastre, 2005). D'une puissance de 15-20 m, les terrasses Fx sont formées de niveaux très caillouteux hétérométriques et mal classés nettement surélevés par rapport aux terrasses inférieures Fy (Fig. 3-6A et B). Leur altitude relative par rapport au cours de l'Allier est de +15 à +20 m, bien que des dédoublements ou des paliers plus bas aient été notés en Limagne (Pastre, 2005). Dans le secteur de Longues et du Bay cette terrasse est indurée par des dépôts de travertins et d'aragonite liés à l'activité localement importante des sources minérales (voir 3.2.4). Ces venues minérales ont coiffé la terrasse d'un banc de travertin de 1 à 2 m de puissance, sur lequel se développe le sol actuel. Les travaux les plus récents montrent que leur âge est vraisemblablement compris entre le Pléniglaciaire et le Tardiglaciaire, de 30 à 11 ka BP, date après laquelle une phase d'incision a conduit à la formation des basses terrasses (Veldkamp et al., 2004 ; Pastre, 2005).

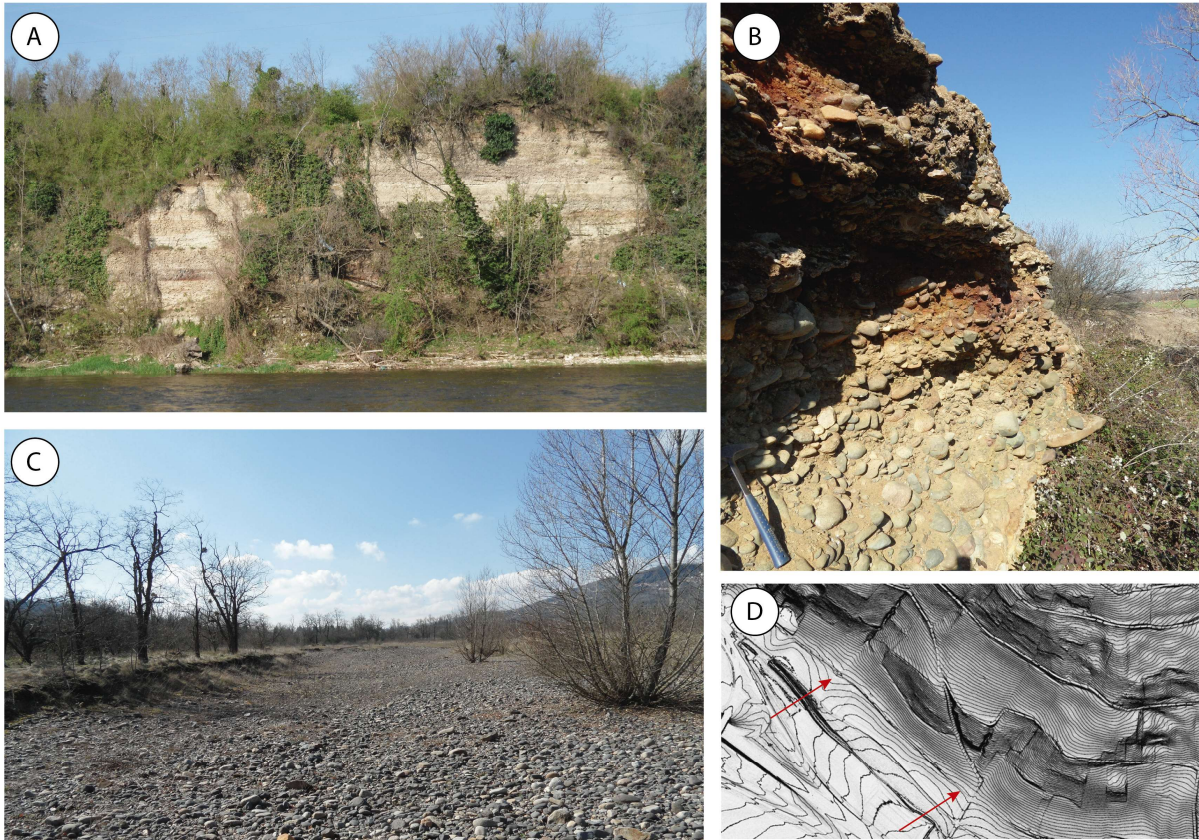
Les basses terrasses Fy constituent des très vastes replats de part et d'autre de l'Allier dans tout le secteur d'étude. Ils sont situés entre 5 et 10 m au-dessus du niveau actuel de l'Allier et ont autour

de 5 m d'épaisseur. Leur composition est grossièrement analogue à celle de la terrasse Fx, avec des sables et des galets volcaniques et cristallins mal triés, parfois avec la présence de bancs argileux. Ces terrasses ont été anciennement datées de manière large entre l'Alleröd et le début de l'Atlantique (Ballut, 2000), mais des travaux récents permettant d'affiner leur datation dans l'Holocène Moyen entre 7 et 5 ka BP approximativement, avant que l'incision postérieure n'amène l'Allier à son niveau actuel (Veldkamp et al., 2004 ; Pastre, 2005).

Le chenal est resté relativement stable depuis l'abandon de Fy et pendant l'Holocène Récent. Le dépôt des alluvions Fyz et Fz est limité dans le secteur à des bandes étroites entre les rebords de la basse terrasse. Ceci est dû à une incision largement contrôlée par l'émergence dans le chenal de bancs d'arkose, et une divagation latérale bloquée par ces mêmes arkoses ainsi que par les basses et moyennes terrasses (souvent indurées) et les versants des puys environnants.

La terrasse Fyz ou très basse terrasse apparaît de manière discontinue le long de l'Allier +2-3 m au-dessus de son cours actuel et elle fait partie du lit majeur. Elle s'est déposée au long de l'Holocène récent et peut encore être inondée lors de crues exceptionnelles, comme en témoignent des documents historiques depuis le XIXe siècle. Il s'agit de dépôts sablo-graveleux généralement meubles. La pédogenèse y est normalement faible et des landes sableuses anciennement dévolues aux pâturages s'y développent. Aux lieux-dits de l'Albaret et des Ourleaux, deux gravières ont exploité ces dépôts durant les années 70 et 80.

Les alluvions Fz et les dépôts du chenal ont un âge subactuel à actuel. Ils se situent 0 à 2 m au-dessus du niveau moyen de l'Allier et sont fréquemment affectés par les crues (érosion, dépôt, inondation). Dans le secteur d'étude, on les retrouve sous forme de berges très basses sablo-graveleuses avec parfois des chenaux de crue (Fig. 3-6C) et de bancs situés dans le chenal. Aujourd'hui, la dynamique fluviale de l'Allier reste globalement très limitée dans le secteur (ASCONIT/HYDRATEC, 2007). Seule l'érosion des berges, documentée depuis le XVII<sup>e</sup> siècle (Fig.3-15), reste active et affecte localement les basses et les très basses terrasses.



**Fig. 3-6. A- Coupe d'une vingtaine de mètres dans la terrasse F<sub>x</sub> en amont du pont du Bateau. B-Terrasse F<sub>x</sub> partiellement indurée par un ciment ferrugineux dans le secteur du Bay. C-chenal de crue de l'Allier sur les alluvions F<sub>z</sub>, dans le secteur de la boucle de l'Allier. D-Modèle de pentes avec courbes de niveau à 1m, montrant les cônes d'épandage alluvio-colluvial (flèches rouges) au contact de petites ravines du versant sud de Corent avec la plaine de la Sauvetat (les flèches mesurent 100 m approximativement.).**

Dans la zone d'étude, les alluvions des affluents mineurs concernent les plaines alluviales de la Veyre et du Charlet. Il s'agit d'alluvions argileuses à sableuses, dérivées de matériaux marno-calcaires dans le cas du Charlet et avec une forte composante volcanique dans le cas de la Veyre, qui n'ont pas laissé de terrasses. Leur puissance cumulée au long du Quaternaire récent peut localement être forte. Ils supportent des sols gleyiques ou pseudogleyiques (Bornand et al., 1968) et sont aujourd'hui dévolus à l'agriculture ou occupés par des habitations.

Les cônes d'épandage alluvio-colluvial sont rares et assez discrets dans la zone d'étude. Ils se développent aux ruptures de pente là où de petites ravines entrent en contact avec la plaine, sur le versant sud de Corent (Fig. 3-6D). On les trouve aussi sur le versant occidental du lahar résiduel situé au sud-est de la zone d'étude. Ils ont une forme vaguement conique et sont composés de probablement plusieurs mètres de dépôts mal roulés et triés, avec des granulométries qui peuvent parfois être décimétriques. Ils sont probablement en partie hérités des phases pléistocènes de ravinement plus importantes (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980) et sont restés actifs jusqu'à la stabilisation progressive des thalwegs et ravines les alimentant durant le XX<sup>e</sup> siècle. Ils sont aujourd'hui pour la plupart cultivés. Le cône alluvial du Charlet constitue un cas particulier : après un tronçon de pente prononcée, il se développe lorsque le cours d'eau rejoint la basse-terrasse F<sub>y</sub> de l'Allier.

### 3.2.2 Dépôts alluvio-colluviaux à palustres des dépressions

Deux secteurs de la zone d'étude présentent des dépressions avec des remplissages de nature alluvio-colluviale à palustre : le Lac du Puy de Corent et la dépression de la Narse de la Sauvetat. Le premier est une petite dépression de la coulée basaltique du plateau de Corent, qui peut être interprétée comme une pseudo-doline similaire à d'autres qui se produisent sur des plateaux basaltiques sur des matériaux carbonatés tels que les lacs de la Pénide ou de Pardines (B.R.G.M, 2015). L'infiltration de l'eau d'origine météorique sous la coulée du Plateau de Corent a pu produire localement un soutirage par dissolution des matériaux carbonatés, parfois gypseux, suivi d'un affaissement d'une partie de la coulée. Le petit bassin subcirculaire qui en est résulté (2 Ha environ), à faible distance de la fouille archéologique, est alimenté par l'écoulement superficiel et hypodermique du plateau.

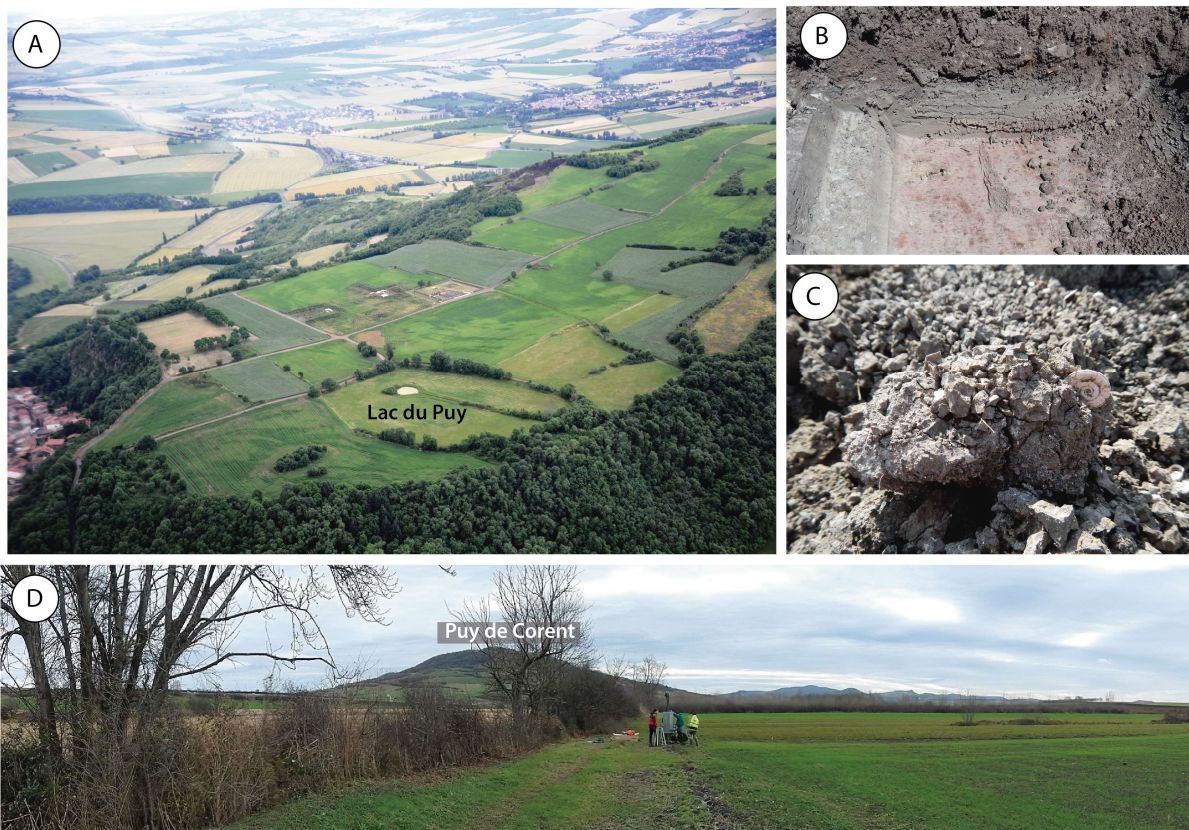


Fig. 3-7. A-View aérienne de la partie base du plateau de Corent, avec le Lac du Puy et la fouille archéologique en deuxième plan (cliché B. Dousteyssier). B-Aspect du remplissage argileux partiellement scoriacé de la cuvette du Lac du Puy lors des opérations de sondage de 2015. C-Sol hydromorphe de la Narse de la Sauvetat, avec des restes de malacofaune. D-Carottage dans le bassin de la Narse de la Sauvetat, à proximité d'un drain, à l'ouest du Puy de Corent (cliché J-F. Berger).

Il est toujours en eau en hiver en dépit d'un drainage qui doit dater du XIX<sup>e</sup> siècle (cf. chapitre IV). Des sondages archéologiques anciens ont montré qu'il présente un remplissage sédimentaire argileux avec une puissance comprise entre 1 et 2 m et qu'il contient des vestiges archéologiques (Guichard, 1991). Un carottage réalisé en 2013 a atteint 185 cm de profondeur. Sa datation et son

étude palynologique ont montré qu'il contenait des archives sédimentaires s'échelonnant du Néolithique à la romanisation et un fort potentiel paléoenvironnemental (Ledger et al., 2015).

La Narse de la Sauvetat est une vaste dépression allongée (120 Ha), aujourd'hui complètement drainée. Elle a été excavée dans les matériaux marno-calcaires de la plaine de la Sauvetat qui se situe dans l'extrême sud-ouest du secteur d'étude, au pied du Puy de Coorent. Son remplissage alluvio-colluvial hydromorphe et isohumique s'apparente au complexe de Limagne ou Terres Noires (Bornand et al., 1968 ; BRGM, 1973 ; Bouiller, 1979). Les sources historiques indiquent que pendant certaines phases du Moyen-âge le bassin a dû être occupé par un lac, drainé au XVIII<sup>e</sup> siècle (Daugas & Tixier, 1975). En 2002, une opération d'archéologie préventive a montré qu'il contenait au moins 1,5 m de remplissage argileux hydromorphe, avec certaines phases palustres ou lacustres et la présence en abondance de malacofaune (Vallat, 2003). Une première campagne de sondage à la tarière a permis de montrer que ce remplissage était en fait bien plus important, avec plus de 6 m d'accumulation sédimentaire (cf. chapitre VI).

### 3.2.3 Dépôts colluviaux des versants

Le colluvionnement sur les versants est quasiment systématique sur l'ensemble de la zone d'étude. On a choisi de le décrire séparément des processus purement gravitaires (cf. 3.4), lesquels la plupart du temps remobilisent des formations superficielles fruit du colluvionnement lui-même. On peut distinguer quatre types de dépôts colluviaux : les colluvions et sols colluviaux de la plaine marno-calcaire, les colluvions d'alluvions, les talus ou tabliers d'éboulis volcaniques, et finalement les colluvions *sensu stricto* des versants des principaux reliefs, mis en place par une combinaison de processus gravitaires et de ruissellement diffus ou laminaire.

Les colluvions et sols colluviaux de la plaine marno-calcaire sont des formations monogéniques dérivées de l'altération par les agents météoriques du substratum marno-calcaire oligocène. Ils ont été transportés sur des faibles distances par le ruissellement diffus et ont été soumis, dans une certaine mesure, aux processus pédogéniques. Ils sont en général peu épais (épaisseurs décimétriques à métriques) et occupent tout le secteur sud-occidental de la zone d'étude (plaine de la Sauvetat). Ponctuellement, on y retrouve des nodules de silex noir à brun issus des mêmes formations sédimentaires.

Les colluvions d'alluvions apparaissent, avec des puissances faibles à modérées, sur les talus connectant les terrasses de l'Allier entre elles. Généralement polygéniques, ils reprennent les dépôts alluviaux des terrasses et les mélangent aux matériaux marno-calcaires locaux, et ont pour effet de régulariser la pente entre différents niveaux de terrasse (Fig. 3-8A-7). Dans le cas de la terrasse résiduelle des Hauts de Bazot, ce type de dépôt se produit notablement sur son versant nord alors que les colluvions de son flanc sud sont de nature marno-calcaire. Ceci peut être dû à un colluvionnement plus actif dans le talus orienté au nord, à l'activité morphologique de la Veyre plus importante que celle du ruisseau de la Narse, ou bien à des activités anthropiques comme des labours dans le sens de la pente.

Les talus d'éboulis se concentrent autour de la coulée et du cône de scories du Puy de Coorent. Ils sont principalement alimentés par les chutes de blocs de basalte ou les scories de différentes tailles et les



éboulements qui se produisent régulièrement (Malatrait, 1993). Ils forment un dépôt contenant assez peu ou pas de matrice et un angle d'équilibre élevé sur plusieurs mètres d'épaisseur. Ils sont quasi-systématiquement recouverts de végétation.

Les colluvions des versants sont sans doute les formations les plus complexes. Ils se subdivisent en colluvions volcaniques, volcano-sédimentaires, et colluvions principalement sédimentaires. Cette division répond à la composition pétrologique variable des colluvions qui trahit leur caractère souvent polygénique (Briche & Paupert, 2012). Très schématiquement, la distribution et la nature des colluvions obéissent à un triple gradient de composition pétrologique, de granulométrie et de degré de tri. Leur épaisseur varie fortement entre les hauts (faible) et les bas versants (forte).

Le colluvion volcanique se limite aux hauts versants sous le tablier d'éboulis qui l'alimente. Il est monogénique, riche en éléments grossiers volcaniques peu triés dans une matrice argileuse brun sombre ou brun rougeâtre. Il n'atteint que rarement des épaisseurs supérieures au mètre (Fig. 3-8A-3 et 5).

Le colluvion volcano-sédimentaire occupe les versants moyens. Il s'agit d'un dépôt polygénique qui reprend partiellement en charge une partie du colluvion volcanique localisée plus haut sur le versant. Il se mêle à des matériaux arrachés aux marnes en place. La matrice est argileuse, marron ou grisâtre, et les éléments grossiers y sont moins abondants. Son tri est en général meilleur que celui du colluvion volcanique ; son épaisseur est très variable et peut atteindre plusieurs mètres (Fig. 3-8A-2).

Le colluvion sédimentaire occupe parfois les bas versants, mais plus souvent les secteurs présentant les pentes les plus importantes. C'est un dépôt polygénique ou quelques rares éléments volcaniques en provenance des pentes au-dessus s'intègrent dans une matrice argileuse claire très riche en éléments marno-calcaires locaux, normalement de petite taille et assez bien triés. Ce dépôt a en général une épaisseur assez faible variant de 50 cm à 2 m (Fig. 3-8A-6).

Outre ces colluvions types, il existe de nombreuses nuances dans la distribution théorique des colluvions occupant les versants. Ainsi, la complexité et l'hétérogénéité du profil des versants et des processus qui s'y produisent alimentent de nombreux cas de figure. De nettes différences de morphologie et de processus (solifluxion, glissements, ravinement) existent en fonction de leur orientation, des conditions stratigraphiques et hydrogéologiques qui y prévalent (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Les données LiDAR et l'imagerie aérienne, les données issues des rapports d'archéologie préventive et des forages de la base de données du sous-sol, les nombreuses observations de terrain que nous avons conduites ont permis d'affiner ce schéma global. Six profils des versants et de leur couverture colluviale sont proposés (Fig. 3-8B), représentant les principaux cas de figure que nous avons identifiés sur les versants du Puy de Corent.

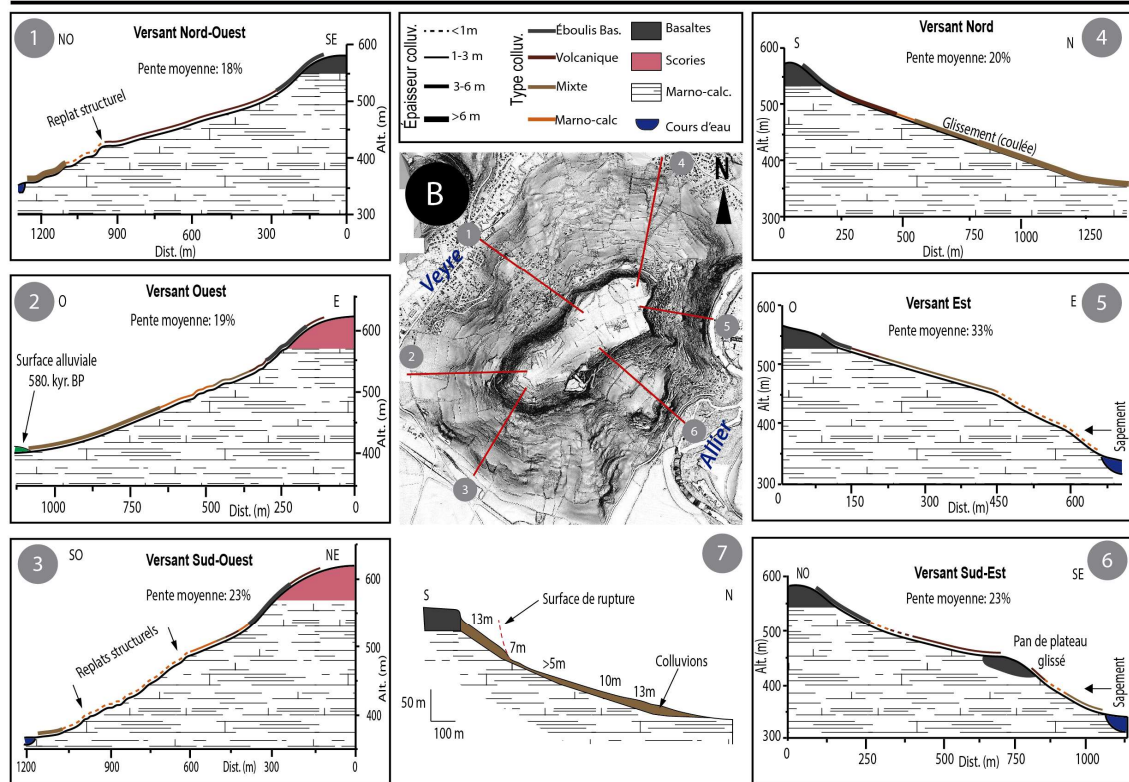


Fig. 3-8. Nature et configuration des formations superficielles des versants du Puy de Corent. A1-Colluvion volcanique sur substrat marno-calcaire affleurant, versant est. A2-Colluvion mixte au pied du versant ouest. La hauteur de la coupe complète (hors cadre) est de 3 m environ. A3-Colluvion volcanique sur basaltes ou éboulis basaltiques sur la partie supérieure du versant nord-ouest. A4-colluvion mince sur affleurement pépéritique du versant ouest. A5-colluvion scoriacé au sommet du versant sud-ouest. A6-Colluvion principalement marno-calcaire sur marnes en place, au pied du versant sud-ouest. A7-colluvion d'alluvions au nord de la formation alluvielle résiduelle des Hauts de Bazot. B1 à B6 : Coupes schématiques des différents versants de Corent et leur manteau colluvial, localisées sur le modèle de pentes (B). B7 : coupe schématique du versant Nord de Corent (d'après Greffier & Restituto, 1980).

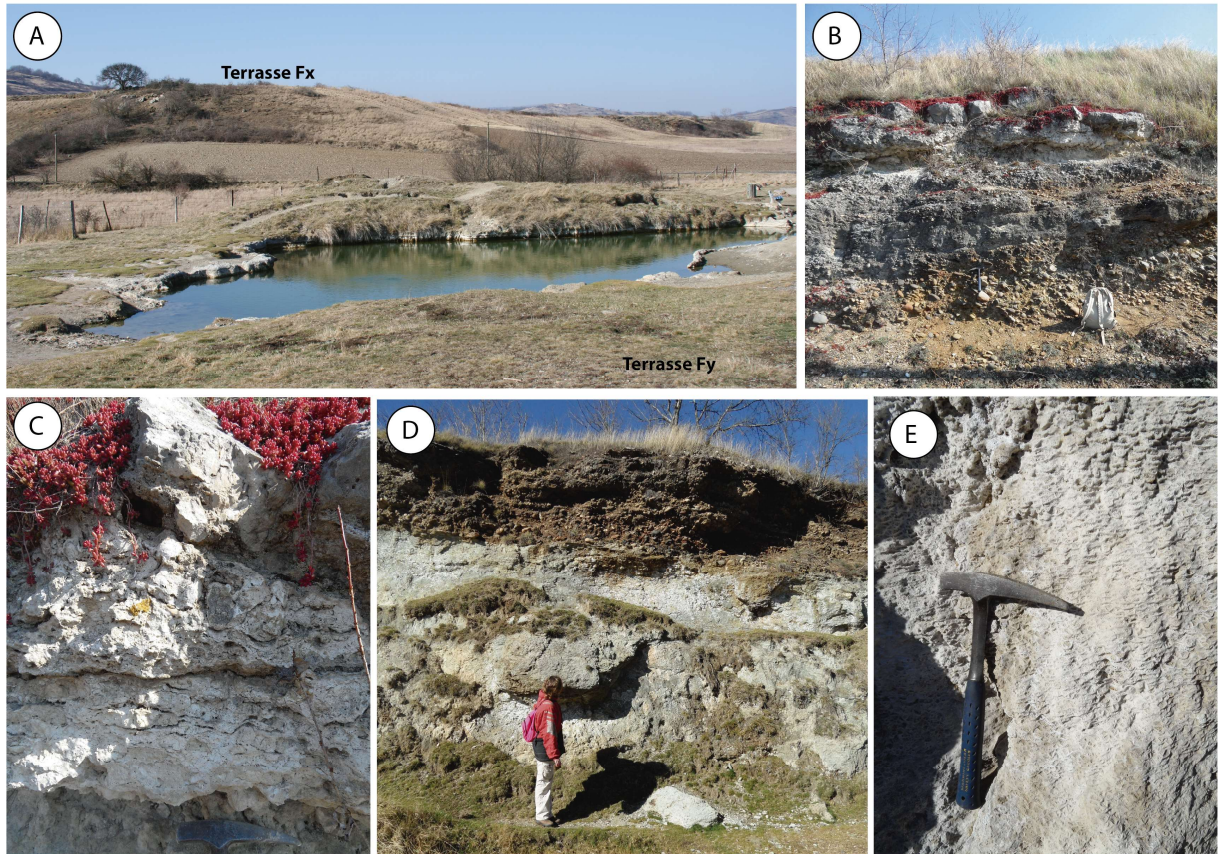
Certains processus géomorphologiques stimulent ou entravent la connectivité, conduisant à la désorganisation ou l'homogénéisation du manteau colluvial à l'échelle du versant. C'est le cas sur les versants affectés par des grands glissements, ou le manteau colluvial est mélangé de haut en bas (Fig. 3-8B-4). Ces mouvements de masse peuvent aussi, en arrachant et déplaçant des grands volumes de formation superficielle polyphasée, mettre à nu les formations marno-calcaires dans leur zone de départ, sur laquelle s'accumulent postérieurement des colluvions marno-calcaires monogéniques (Fig. 3-8B-3, 4 et 7). Les versants sans érosion active à leur base tendent à évoluer vers un profil concave ou le colluvionnement volcano-sédimentaire peut s'étendre graduellement vers le bas du versant de pente faible, apparemment en absence de mouvements de masse (versant ouest, Fig. 3-8B-2). Sur ce type de versant, des thalwegs semblent aussi favoriser la connectivité géomorphologique en transportant des éléments volcaniques relativement grossiers jusqu'au bas des pentes. Les replats structurels liés aux bancs calcaires plus résistants peuvent interrompre ou ralentir ce transit sédimentaire ; ils ont tendance à accumuler des colluvions plus riche en matériaux volcaniques provenant du haut de versant, alors qu'au-dessous les colluvions sont majoritairement marno-calcaires (Fig. 3-8B-1). Si ces replats sont basaltiques (cas particulier du versant est) la séquence colluviale est en quelque sorte doublée : on observe à deux reprises sur le versant un point d'arrachement où le substrat marneux est sub-affleurant (Fig. 3-8A-1 et 3-8B-6). Les versants présentant des pentes très importantes peuvent beaucoup accélérer ce transit sédimentaire en accumulant très peu de sédiments (Fig. 3-8A-4 et 3-8B-5). Leur érosion permanente fait qu'ils sont recouverts de colluvion marneux local, alors que les colluvions mixtes volcano-sédimentaires s'accumulent à leur base (Fig. 3-8B-1 et 3).

Le modelé et les formations superficielles des versants de Corent sont donc le résultat polygénique de l'interaction de l'ensemble de tous ces processus à l'échelle du Quaternaire, ce qui les rend particulièrement complexes à interpréter.

### **3.2.4 Dépôts des sources minérales**

Les sources minérales sont une particularité de la zone d'étude. Il existe une série de petites et moyennes sources (source du Cornet, du Tambour, du Grand et Petit Saladis, du Sail, de Font-de-Bleix, de Ste Marguerite, etc.) très chargées en carbonates, en gaz carbonique et parfois en fer. Elles se situent majoritairement dans le lit même de l'Allier (Negrel, Fouillac, & Brach, 1997), sur ses rebords arkosiques ou sur les terrasses Fx et Fy, entre les secteurs du Pont de Longues et du Pont du Bateau à Mirefleurs (hors zone d'étude). Cette situation s'explique par la présence de failles (cf. 1.2.2) dans l'arkose et le granite du socle et qui sont empruntées par les venues d'eau très minéralisée. Dans certains secteurs, elles ont formé d'importants dépôts de travertins (parfois d'aragonite), notamment sur la terrasse Fx et Fy dans les secteurs du Bay et des Saladis où ces dépôts forment des épanchements d'une extension de plusieurs hectares et sont épais parfois de plusieurs mètres (Veldkamp et al., 2004) (Fig. 3-9A et E). Ces sources sont connues depuis plusieurs siècles et leur nombre varie fortement selon les inventaires : en 1867, Lecoq en identifiait 19 ; quelques décennies plus tard, le Dr. Rechat parlait de 39 sources. Une partie d'entre elles est ensuite tombée dans l'oubli et seules les plus importantes sont encore connues aujourd'hui (Rechat, 1904 ; Surmely, 2004). Depuis l'Antiquité, ces sources très minéralisées ont toujours exercé un attrait sur l'homme, mais ce n'est qu'au XIX<sup>e</sup> siècle qu'une usine d'embouteillage s'est installée à Sainte-Marguerite ; elle

est aujourd'hui abandonnée (Surmely, 2004). Outre leur richesse minérale, ces eaux hébergent aussi des espèces de diatomées particulières récemment étudiées (Beauger et al., 2015, 2016). Les dépôts travertineux supportent une flore halophile spécifique. Elle est restreinte aux quelques hectares de dépôt autour de chaque source, incultes du fait de la pauvreté des sols qui s'y développent.



**Fig. 3-9.** A- Bassin des sources des Saladis sur la terrasse Fy (cliché B. Dousteysier). B- Induration progressive par des travertins du sommet de la terrasse Fx dans le secteur du Bay. C- Détail de la photographie précédente (travertins massifs au sommet de la séquence). D et E (détail)- Travertins en formation sur le rebord de la terrasse Fy, en bord d'Allier.

La configuration de ces dépôts travertineux est spécialement intéressante dans le secteur du Bay et des Saladis, où ils se mêlent aux dépôts des terrasses alluviales. Les carbonates y ont cimenté les sables, graviers et galets de l'Allier des terrasses Fx et Fy, qui sont devenus localement des grès ou des conglomérats à matrice carbonatée (Fig. 3-9B). Dans certains secteurs, le sommet du travertin est constitué de carbonate pratiquement pur et forme une table calcaire massive, dure et épaisse de plusieurs dizaines de centimètres coiffant la terrasse (Fig. 3-9C).

Ainsi cimentées, ces terrasses offrent une plus grande résistance à l'érosion fluviale de l'Allier et la cohésion de leurs matériaux permet localement la formation d'escarpements verticaux atteignant plusieurs mètres, avec parfois la formation de petits abris sous roche (abri du Pont de Longues, abri des Épareaux, etc.). Combiné aux facteurs structurels qui guident l'incision de l'Allier (failles), ceci explique l'excellente préservation des niveaux Fx et Fy dans la zone du Bay, où ils forment des vastes surfaces plates hors de l'atteinte des crues et donc appropriés pour l'installation humaine.

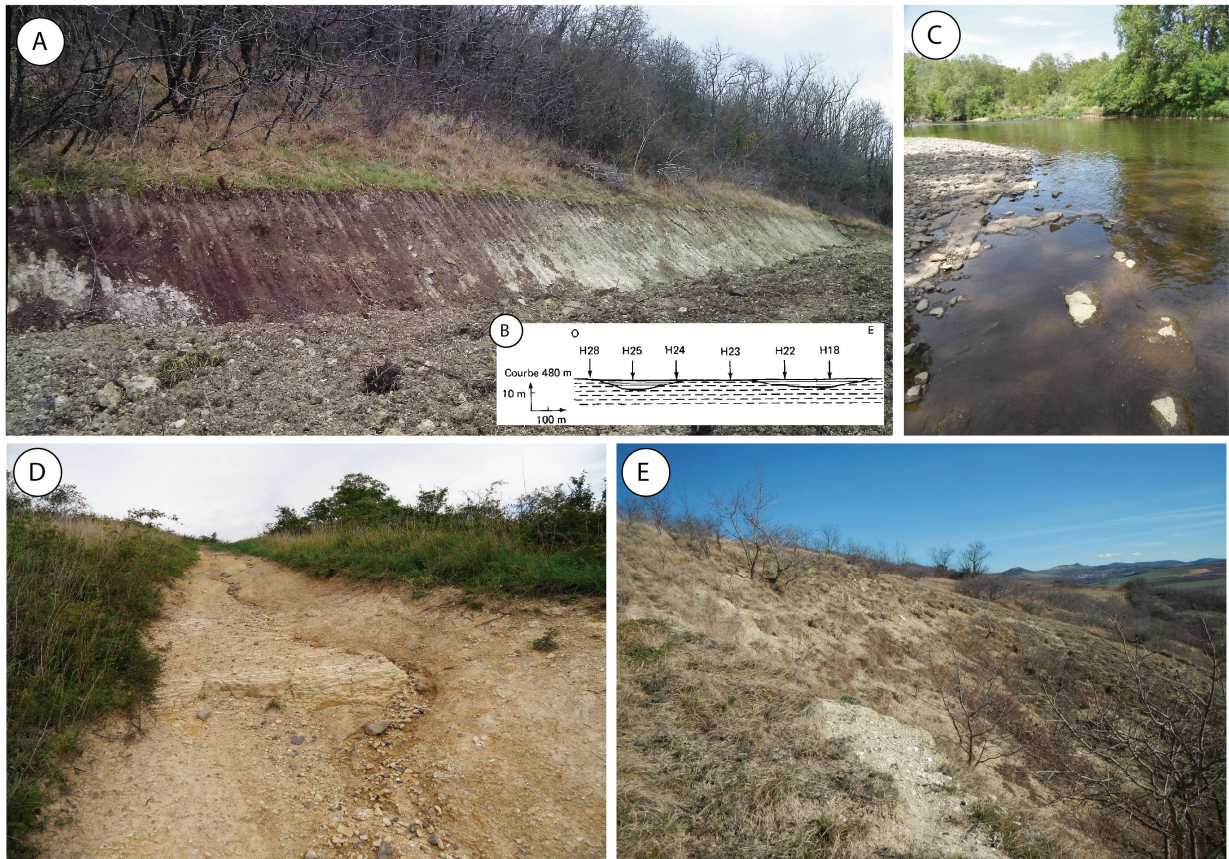
L'âge de ces dépôts travertineux reste difficile à estimer avec précision, bien qu'il soit forcément postérieur à la formation des terrasses. L'activité continue des sources au moins depuis la formation de la terrasse Fx jusqu'à l'actuel paraît très probable. L'activité des sources s'est probablement modifiée au gré de l'incision de l'Allier et les résurgences se sont vraisemblablement déplacées graduellement vers des altitudes plus basses jusqu'en bord de l'Allier où le dépôt est aujourd'hui toujours actif (Veldkamp et al., 2004). Lors de différentes études (Rihs, Condomines, & Poidevin, 2000; Veldkamp et al., 2004), la datation de travertins provenant des terrasses Fx et Fy par la méthode Uranium/Thorium combinée à des datations radiocarbone ont respectivement fourni des âges de 100-50 ka et 10-5 ka.

### **3.3- Formes d'érosion**

Les formes d'érosion sont assez peu fréquentes dans la zone d'étude. Il s'agit principalement de formes d'érosion liées à un écoulement plus ou moins concentré sur les versants (thalwegs, ravines) ou à l'érosion des berges de l'Allier (rebords de terrasses et de chenal).

Les thalwegs et les ravines apparaissent principalement sur les versants marno-calcaires du Puy de Corent, et très secondairement sur le versant du plateau de lahar résiduel, au sud-ouest de la zone d'étude, dans le secteur du château de Chadieu. Bien que les versants de Corent appartiennent à la catégorie des « versants lisses » et soient très régularisés par un épais manteau colluvial (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980), on peut y observer des formes d'érosion linéaire liée aux écoulements sauf dans le versant nord où la pente est plus douce et le manteau colluvial plus épais.

Certains de ces thalwegs peu marqués deviennent de véritables ravines dans leur partie inférieure, en entaillant le substrat marno-calcaire. Elles semblent exister au moins depuis le XVIII<sup>e</sup> siècle, car sur le versant sud certaines d'entre elles apparaissent sur l'Atlas de Trudaine (cf. chapitre VI) et sont clairement identifiables sur les photographies aériennes du milieu du XX<sup>e</sup> siècle. Elles seraient sans doute plus marquées si un aménagement extensif des versants (terrasses, murets) ne jouait pas un rôle de protection des sols (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Cependant, la déprise agricole et la reconquête par la végétation des espaces les plus pentus des versants ont tendance à masquer ces ravines sous les broussailles et les buissons, ce qui rend leur observation directe parfois impossible. Globalement, les processus d'incision linéaire des versants de Corent semblent être en perte d'activité et les ravines en voie de cicatrisation au moins depuis le milieu du XX<sup>e</sup> siècle. Les seules ravines actives semblent aujourd'hui être celles associées aux chemins orientés dans le sens de la pente (Fig. 3-10D). Certains thalwegs sont associés au développement de petits cônes d'épandage, notamment au pied du versant sud (cf. section 3.2.1). Les études géomorphologiques des années 80 sur les versants de Corent ont également mis en évidence un modelé fossile nettement plus incisé par des puissants ravinements (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Cette forte incision, peut-être à mettre en relation avec des phases froides et sèches du Pléistocène, est aujourd'hui complètement masquée et les thalwegs remplis et fossilisés (Fig. 3-10 A et B).



**Fig. 3-10.** A- Ravine sur les formations superficielles marno-calcaires remplie et fossilisée par du colluvion volcanique (partie supérieure du versant sud). B- Coupe montrant la présence de ravines probablement pléistocènes très incisées dans le secteur sud (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). C- Surface d'abrasion sur des arkoses dans le lit de l'Allier (secteur du pont des Goules). D- Chemin soumis au ravinement dans le versant nord-est (zone moyenne). On observe la minceur de la formation superficielle, les marno-calcaires qui affleurent et quelques fragments de matériaux volcaniques transportés par les flux concentrés. E- Érosion diffuse sur formations superficielles marno-calcaires minces du bas de versant sud du Puy de Corent.

Dans certains secteurs très pentus et en absence de terrasses agricoles, l'érosion diffuse sur les marnes et les calcaires (non cartographiée) ne permet l'installation que des régosols squelettiques en érosion permanente, où la végétation a du mal à se développer et sans pour autant qu'une incision linéaire se développe.

L'érosion de berge de l'Allier est active sur la plupart de la longueur de son tracé dans la zone d'étude. Le chenal et le lit majeur actuels sont quasi-systématiquement encadrés par les basses terrasses Fy dont l'érosion du rebord est constamment rafraîchie lors des crues. Les terrasses moyennes et supérieures présentent des rebords où les formes d'érosion sont souvent assez nettes et bien préservées, surtout quand les terrasses sont indurées par des infiltrations de carbonates. Des rebords plus ou moins nets marquent quelques chenaux de crue sur la terrasse Fz, ainsi que des paléochenaux sur les terrasses Fyz et Fy, notamment autour du secteur du château de Chadieu, et à proximité des gravières des Ourleaux et de l'Albaret. Des formes d'abrasion sont observables sur les arkoses sur lesquelles coule le lit de l'Allier, par exemple à proximité du pont des Goules. Très résistantes à l'érosion, ces arkoses bloquent l'incision du chenal et constituent des points de contrôle du profil en long (Fig. 3-10-C). D'anciennes surfaces polies sont également parfois visibles deux ou trois mètres au dessus du chenal actuel.

### 3.4- Processus gravitaires

Les processus gravitaires sont omniprésents le long des versants du Puy de Corent, le reste du secteur d'étude en étant relativement épargné du fait de pentes plus faibles. Les versants ont principalement été soumis aux processus de solifluxion et de reptation, à de petits glissements rotationnels et à des affaissements avec niche d'arrachement. On rencontre également de grands glissements complexes souvent accompagnés de coulées. Sous le rebord du plateau basaltique se produisent régulièrement des chutes de blocs et des éboulements (CETE, 1974, 1981 ; Greffier, 1978 ; Greffier, Restituto, & Héraud, 1980 ; Maltrait, 1993).

La solifluxion et la reptation des formations superficielles sont les phénomènes gravitaires les plus largement répandus sur les versants de Corent. Ils sont présents pratiquement sur tous les versants où le manteau colluvial est développé et dont la pente est supérieure à 10%, les pentes inférieures étant parfois épargnées (Greffier, 1978). Cependant, leur fréquence est plus forte sur les versants orientés au nord, où l'écoulement hypodermique est plus marqué (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). La plus forte humidité ou bien les phénomènes de gonflement-retrait saisonniers produisent un lent déplacement vers l'aval de la formation superficielle. Sans manifestation d'une rupture en surface, le déplacement peut atteindre jusqu'à 2 à 3 m en une trentaine d'années (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Le résultat est un relief très déstructuré en creux et bosses sur tous les versants qui sont affectés, où la lecture de l'historique des processus géomorphologiques est particulièrement difficile (Fig. 3-11C), et où les infrastructures (routes, habitations) sont régulièrement impactées (Duvert & Sallah, 2012).

Les affaissements et les petits glissements rotationnels apparaissent principalement dans un petit secteur du versant sud-est de Corent. De nombreuses niches en demi-cercle, imbriquées les unes dans les autres et de taille variable, sont visibles sur une grande surface du haut en bas du versant marno-calcaire, où les processus de solifluxion sont en outre très actifs (Fig. 3-11B). Cet cumul de niches de glissement qui affecte la formation superficielle pourrait de fait constituer un très grand glissement complexe (Greffier, 1978). Il reste difficile à interpréter mais serait peut-être lié à l'érosion du versant en contrebas par le cours de l'Allier.

Les glissements complexes avec formation de grandes coulées sont relativement nombreux sur les versants de Corent. Ils sont majoritairement situés sur le versant nord du fait d'une épaisseur plus forte du manteau de colluvionnement et d'infiltrations d'eau plus importantes qu'ailleurs (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Ainsi, quatre grands glissements modèlent la topographie actuelle. Ils affectent la formation superficielle, et semblent tous provenir d'un plan de décollement des colluvions localisé autour de 450 m, avec des niches d'arrachement parfois visibles (Fig. 3-8B-7). Ils produisent des longues coulées qui s'étalent sur 400 ou 500 m jusqu'au pied du versant, au contact des habitations des Martres de Veyre. Ces glissements et la solifluxion qui les retouche ont tendance à régulariser en permanence la pente du versant nord qui est établie autour d'une pente de 20° (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980).

Parmi ces glissements du versant nord, le plus oriental qui semble aussi le mieux conservé et donc probablement le plus récent, pourrait s'être produit en 1856 (Fig. 3-11A). Cette année, un épisode pluvieux très important a produit plusieurs glissements dans les versants des puys volcaniques de Limagne, dont Gergovie et Corent. Une lettre du professeur P.P. Mathieu au journal du Puy de Dôme

datée du 9 juin 1856 évoque l'ampleur de cet évènement : "*(...) ce qui frappe surtout les esprits, c'est un immense bouleversement survenu au-dessus des Martres, sur le flanc nord de la montagne de Corent, et au tiers à peu près de la hauteur. Là, sur plus d'un hectare de superficie, les terres ont été soulevées et poussées confusément les unes sur les autres, les vignes et les arbres fruitiers y sont couchés ou inclinés dans le plus grand désordre ; vous diriez une vaste taupinière crevassée dans tous les sens, et terminée, à l'est, par un tertre de quatre à cinq mètres d'élévation presque perpendiculaire*" (Mathieu, 1856).

D'après les données de la carte ZERMOS, les glissements sembleraient avoir épargné le versant ouest du Puy de Corent. Mais les données topographiques LiDAR, l'observation d'une grande coupe liée à la construction d'une maison de retraite au pied du versant ouest, mais aussi de petites coupes à différents endroits de ce versant (cave au-dessus du hameau de Soulasse, cave de Mr. Beudonnat au pied du versant) ont permis de constater qu'il est lui aussi affecté par un ou plusieurs grands glissements. Leur caractère peut-être plus ancien les rend invisibles en surface, d'autant que la densité de l'urbanisation a largement contribué à les masquer. Finalement, seuls les secteurs de pente importante et où le colluvionnement a érodé les marno-calcaires (versant est sous le village de Corent, parties du versant sud et ouest) paraissent totalement libres de grands glissements, sans pour autant que l'existence de phénomènes anciens aujourd'hui invisibles ne puisse être totalement écartée.

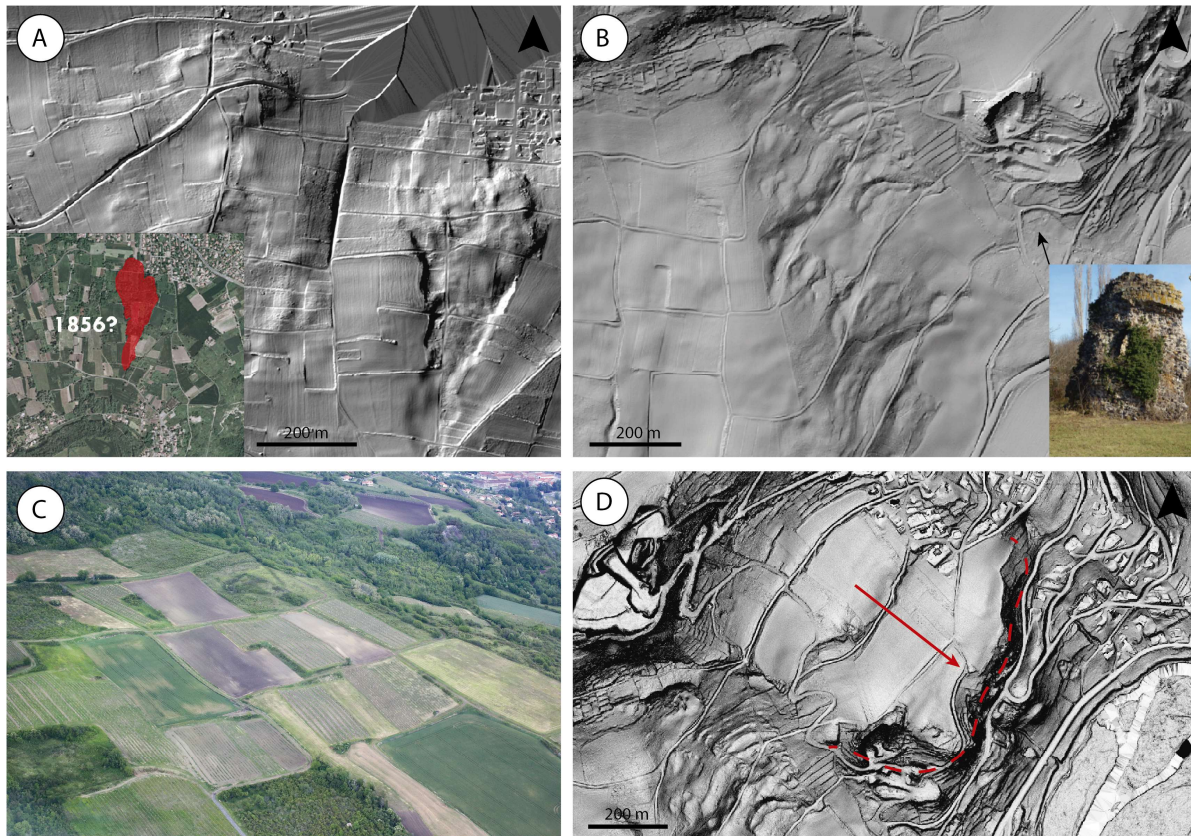
Sur le versant sud, un seul grand glissement est visible et présente des caractéristiques similaires à ceux du versant nord, mais avec une pente moyenne plus élevée. Le secteur est également soumis à la solifluxion et quelques niches d'arrachement sont visibles. Il pourrait s'agir d'un type de glissement intermédiaire entre les grandes coulées du versant nord et l'empilement de glissements rotationnels du versant sud-est. Il semble affecter essentiellement les formations superficielles et il a été postérieurement ré-entaillé par l'incision linéaire d'un thalweg qui le parcourt et devient une ravine dans son tronçon inférieur. Dans cette portion du versant sud, la structure du colluvionnement du haut versant où alternent en quelques dizaines de mètres les colluvions marno-calcaires, volcaniques et mixtes (cf. 3.2.3) suggère d'importants et anciens mouvements de masse avec le décollement de pans complets des formations superficielles.

Au sud du village de Corent, le grand glissement qui affecte le versant oriental constitue un cas particulier. Il s'agit du glissement d'un très large pan de la coulée basaltique, daté probablement de c. 1 MA (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Anciennement interprété comme un filon volcanique horizontal ou sill (Bouchard, 1959), les travaux plus récents suggèrent qu'il s'agit d'un grand glissement favorisé par le sapement de l'Allier à sa base (Greffier, 1978 ; Bouiller, 1979 ; Greffier, Restituto, & Héraud, 1980 ; Peltier, 2002 ; Firmat & Pareilh-Peyrou, 2012). Les prospections de terrain conduites dans le cadre de cette thèse (cf. 3.2.3) ainsi que les données LiDAR confirment cette interprétation (Fig. 3-11D). Ce glissement aurait entraîné une grande partie de l'entablement basaltique ainsi que du cône de scories et du diatrème pépéritique, en formant à mi-hauteur du versant est un vaste replat de 20 Ha en marches d'escalier, au pied duquel les restes de la corniche basaltique et des pépérites sont encore visibles.

Finalement, la chute de blocs est un phénomène gravitaire qui affecte fréquemment l'ensemble du pourtour de la coulée basaltique, spécialement là où l'escarpement est le plus prononcé, et plus rarement le pourtour du cône scoriacé. La combinaison de la fracturation du basalte, des



phénomènes naturels de décompression, des alternances gel-dégel et du sapement à la base de la coulée sont à l'origine des chutes de blocs. Les éboulements récurrents de la corniche peuvent être parfois importants (jusqu'à plusieurs centaines de m<sup>3</sup>) et le village de Corent, situé sous l'escarpement basaltique localement haut de 30 m, est particulièrement menacé (Malatrait, 1993). Ces chutes de blocs alimentent un tablier d'éboulis volcaniques qui entoure la base de la coulée (cf. section 3.2.3).



**Fig. 3-11.** A- Modèle de pentes et imagerie aérienne montrant deux grands glissements du versant nord du Puy de Corent. La coulée la plus orientale pourrait dater de 1856. B- Modèle d'ombrage de la grande aire de glissement du versant sud/sud-est ; la flèche indique la position de la tour médiévale de Chalus qui est fortement affectée par la solifluxion. C- Photographie aérienne du même versant (cliché B. Dousteysier) avec alternance de colluvions volcaniques (sombres) et marno-calcaires (clairs) du fait des mouvements de masse (glissement et solifluxion). D- Modèle de pente du grand glissement du versant, qui a entraîné un grand panneau de la coulée (pointillé rouge) et formé une structure en marches d'escalier.

### 3.5- Formes anthropiques

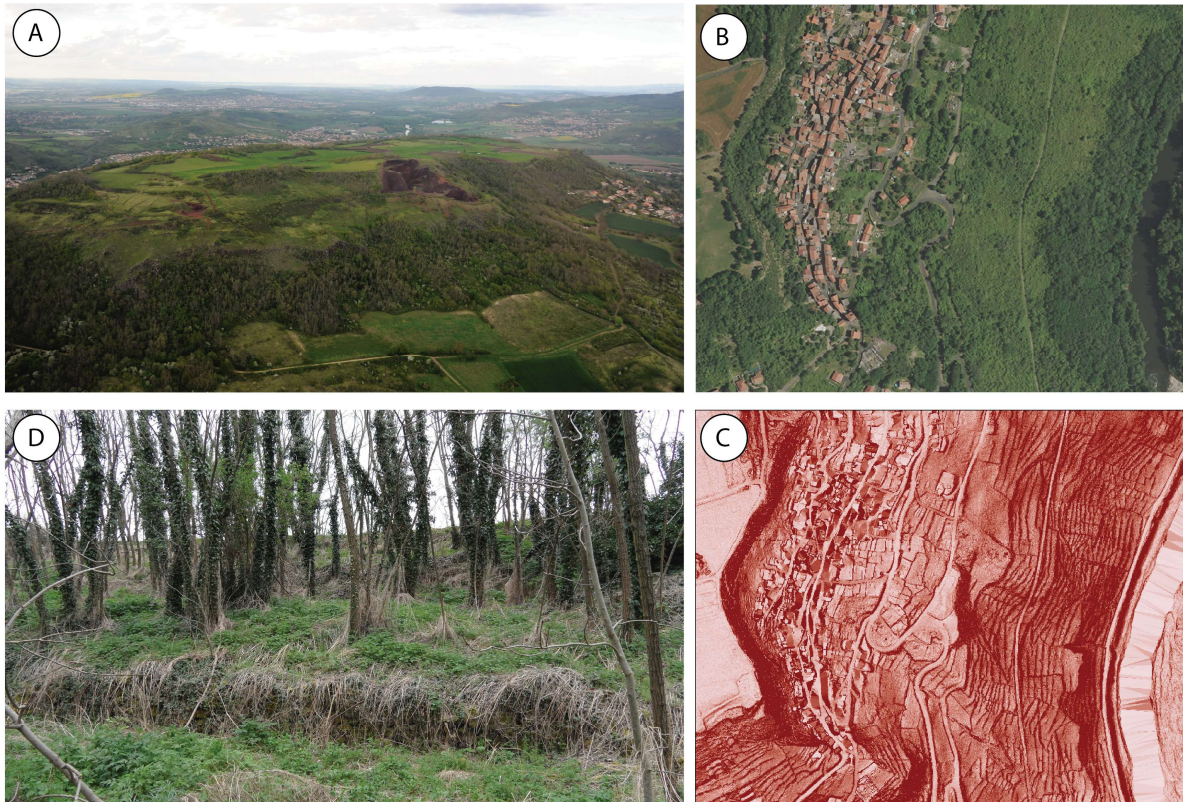
Les formes anthropiques sont relativement nombreuses et sont en relation avec l'urbanisation croissante du territoire et l'extraction de matériaux, mais aussi avec les activités agricoles traditionnelles. L'expansion des zones urbanisées dans les communes de Corent, mais surtout de Longues, des Martres de Veyre et de Veyre-Monton pendant la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle est à l'origine de l'artificialisation de larges portions de territoire et de la construction de nombreuses infrastructures. Les agglomérations des Martres de Veyre et de Longues se sont très largement développées sur les terrasses Fy et surtout Fx et Fv de l'Allier, le long de la voie du chemin de fer et de la route parallèle qui existent depuis le XIX<sup>e</sup> siècle. La vallée de la Veyre est aussi partiellement couverte de lotissements qui progressent aussi sur les versants de Corent, en particulier sur son flanc ouest. Bien qu'en général il s'agisse d'un urbanisme de faible densité qui affecte peu le relief et les formations superficielles dans les zones plates, l'impact de l'urbanisation sur les versants ou les zones de pente entre deux terrasses alluviales est d'autant plus important qu'il nécessite de volumineux travaux de terrassement. Construite à la fin des années 70, l'autoroute A75 fut aussi à l'origine d'un impact majeur dans toute l'aire sud-ouest de la zone d'étude. Des dépôts de matériaux et des décharges sont ponctuellement présents à différents endroits.

Les extractions de matériaux ont parfois une forte incidence sur certains secteurs de la zone d'étude. Les carrières de pouzzolane (scorie volcanique) développées depuis les années 60 et 70 sont localement nombreuses sur la partie sommitale du Puy de Corent et qui correspond au cône de scories. La carrière de Roc Rouge est la plus grande ; elle a causé la disparition d'une bonne partie du cône sur son bord oriental. Deux carrières plus petites, situées également sur le pourtour du cône de scorie, l'impactent de manière beaucoup plus limitée. Une quatrième zone d'extraction est localisée à mi-hauteur du versant est, là où affleurent aussi des matériaux volcaniques liés au grand glissement d'une partie du plateau (cf. section 3.4). Ces carrières ne sont aujourd'hui plus exploitées, mais constituent des cicatrices majeures et permanentes dans le paysage (Fig. 3-12A).

L'extraction de matériaux a aussi fortement impacté la topographie et les formations superficielles du lit majeur de l'Allier. Deux gravières de matériaux alluvionnaires sont présentes dans le secteur d'étude, aux lieux-dits Les Ourleaux et l'Albaret. Les deux se sont implantées dans les alluvions riches en graviers de la terrasse Fyz pendant les années 1980, et les travaux d'extraction de matériaux ont été suivis d'une renaturalisation. Aux Ourleaux, les travaux ont affecté un paléochenal qui a été très perturbé (D'Arcy & Besson, 1989).

Le dernier groupe de formes du relief d'origine anthropique inclut l'ensemble des petites et moyennes structures en pierre sèche (murets, terrasses, tas d'épierrement, pierriers de nature indéterminée). Ces structures couvrent encore une bonne partie du plateau (spécialement sa partie sommitale) en dépit des activités agricoles modernes qui tendent à les araser, mais également de larges secteurs des versants où la pente est forte (zones sous le rebord volcanique du plateau, versant est sous le village de Corent). Les données LiDAR ont permis de révéler un très grand nombre de ces structures qui ont été recouvertes par la végétation suite à la déprise agricole qui s'est accentuée dans la deuxième moitié du XX<sup>e</sup> siècle (Fig.3-12 B, C et D), alors qu'elles apparaissent encore entretenues sur certaines cartes postales de la première moitié du XX<sup>e</sup> siècle. Dans les secteurs où ces aménagements du parcellaire ont été démantelés ou arasés, des anomalies linéaires

sont encore visibles sur le modèle de pentes, ou encore plus nettement sur le LRM (Local Relief Model, cf. chapitre précédent). Cet ensemble d'aménagements a sans doute eu un impact non négligeable sur les processus érosifs des versants en protégeant les sols, au moins durant les derniers siècles.



**Fig. 3-12. A- Carrière de Roc Rouge et petite carrière (gauche) sur le sommet du Puy de Corent (cliché B. Dousteysier). B et C- Terrasses agricoles aujourd'hui disparues sous la végétation, mais bien visibles par l'imagerie LiDAR, D-Exemple d'un secteur de terrasses sur laquelle la végétation s'est réinstallée depuis quelques décennies.**

Bien qu'une bonne partie de ces structures soit attribuable à l'activité viticole développée durant les derniers siècles (l'Atlas de Trudaine indique des vignes sur les versants de Corent au XVIII<sup>e</sup> siècle), la diversité de leurs formes, leur hauteur parfois de plusieurs mètres, leur large distribution spatiale et la variabilité de leur état de conservation suggèrent qu'il pourrait s'agir de plusieurs générations d'aménagements agricoles qui se seraient surimposés depuis des périodes bien plus anciennes. Sur le plateau, une correspondance avérée existe entre les structures en pierre sèche (tas d'épierrement) et des structures archéologiques sous-jacentes. Certains amoncellements en rebord du plateau pourraient peut-être même correspondre au reste d'un rempart protohistorique, surtout quand il apparaît associé à des plateformes longilignes le long d'une courbe de niveau. Certaines parcelles, comme par exemple celle du sanctuaire de Corent, ont de fait préservé le parcellaire protohistorique jusqu'à l'Actuel (Poux, 2012). Malheureusement, l'utilisation de la technique de la pierre sèche rend impossible une datation de tous ces vestiges en absence de sondages rendus très difficiles par leur situations sur des versants pentus et recouverts de végétation.

## 4-Discussion : évaluation du potentiel géoarchéologique et stratégie d'implantation des sondages

### 4.1 Zonage des potentialités géoarchéologiques

La cartographie géomorphologique détaillée du Puy de Corent et de son entourage immédiat a permis d'aboutir à une vue d'ensemble de l'évolution géomorphologique de la zone au Quaternaire. Elle a aussi permis de détailler les principes de son fonctionnement hydro-morpho-sédimentaire qui étaient esquissés depuis une soixantaine d'années par divers auteurs (Bouchard, 1959 ; Greffier, 1978 ; Bouiller, 1979 ; Greffier, Restituto, & Héraud, 1980 ; Raynal, 1984). Si la structure contrôle les grandes lignes du relief, celui-ci est dans le détail amplement modelé par l'activité alluviale et colluviale quaternaire. La morphologie de certains secteurs, jusqu'ici caractérisée avec peu de précision tels les versants, a été largement complétée et affinée en mettant en avant leur agencement complexe au cours d'une évolution polyphasée. Dans d'autres secteurs qui étaient déjà bien caractérisés, tels que les terrasses alluviales de l'Allier, la cartographie géomorphologique fine a permis de localiser des modelés de détails tels que des paléochenaux.

L'approche cartographique choisie permet de discriminer les formes d'accumulation, d'érosion et gravitaires (ou « *translationnelles* »). Si les premières sont d'une manière générale susceptibles de fournir des archives sédimentaires plus ou moins précieuses pour les études paléoenvironnementales et géoarchéologiques, les formes d'érosion impliquent une perte de matériel sédimentaire, et les formes gravitaires des perturbations souvent fortes de la formation superficielle qui peuvent rendre très difficile ou impossible leur exploitation géoarchéologique.

Les objectifs et la démarche de cette thèse nécessitent d'identifier et d'utiliser des accumulations ou archives sédimentaires qui doivent remplir plusieurs conditions :

- une inscription dans la chronologie holocène, en particulier depuis l'Holocène Moyen-Récent, afin de d'intégrer les premières occupations du site de Corent qui datent du Néolithique ;
- un enregistrement sédimentaire de qualité, *i.e.* le plus complet, continu et dilaté possible, avec peu ou pas de perturbations post-dépositionnelles, afin de permettre une étude à haute résolution chronologique ;
- idéalement, des conditions taphonomiques qui permettent la conservation des bioindicateurs (pollen, carporestes, anthracorestes, diatomées, malacofaune, etc.), afin d'intégrer des indicateurs biologiques dans la démarche géoarchéologique multi-proxys. Ces conditions, rencontrées le plus souvent dans des zones humides soumises à une sédimentation fine, sont susceptibles de permettre également la préservation de matière organique indispensable pour des datations au radiocarbone ;
- une implantation sur différentes localisations altitudinales, afin d'analyser un *continuum géomorphologique* connecté par les flux hydro-sédimentaires, des points élevés du plateau à l'origine des flux jusqu'aux points bas du réseau de drainage où ils se concentrent et s'accumulent, afin de pouvoir étudier l'ensemble de la cascade sédimentaire ;

- une implantation sur une diversité d'unités topographiques/paysagères du secteur (plateau, versants, basse-plaine et Allier, pour disposer d'une vision contrastée entre le signal *a priori* plus local et sous influence anthropique directe du plateau urbanisé, et le signal hydro-climatique plus micro-régional de la basse plaine et de l'Allier ;
- enfin, pour la réalisation concrète de la recherche, ces archives sédimentaires doivent être accessibles par des moyens légers (tarière pédologique, par exemple) ou lourds (carottier ou pelle mécanique, par exemple).

En prenant en compte l'ensemble de ces prérequis, toutes les formes et secteurs d'accumulation sédimentaire n'ont pas le même potentiel pour des études géoarchéologiques multi-proxys à haute résolution. Notre réflexion, basée sur l'analyse de la carte géomorphologique (Annexe III), a été complétée par l'analyse des données pédologiques disponibles sur la carte pédologique de Val d'Allier (Bornand et al., 1968). Les principales formations pédologiques ont été regroupées par unités de relief (Fig. 3-13), afin de faciliter le croisement avec les informations géomorphologiques. Ceci a permis d'aboutir à une synthèse cartographique présentant les potentialités géoarchéologiques des différentes archives sédimentaires identifiées dans cette thèse (Fig. 3-14).

#### **4.1.1-Secteurs à potentiel géoarchéologique très bas ou sans potentiel**

Des vastes secteurs présentent peu ou pas d'intérêt du fait de déconnexion des flux hydrosédimentaires en provenance du plateau de Corent et ses versants. Ainsi, les versants de rive gauche de la Veyre, de rive droite de l'Allier, ainsi que les zones de la plaine marno-calcaire de la Sauvetat éloignées du versant de Corent et hors de la dépression de la Narse de la Sauvetat et du ruisseau Charlet ne présentent aucun intérêt dans le cadre de notre approche. En outre, les pentes et les points hauts de ces secteurs de la basse plaine marno-calcaire ne présentent que très rarement les conditions d'enregistrement nécessaires pour une reconstruction paléoenvironnementale.

Le cas des dépôts alluviaux de l'Allier appelle plus de nuance. Les hautes, moyennes et basses terrasses (Fv à Fy), stables durant de longues périodes de temps, ont connu un développement pédologique parfois susceptible de présenter un intérêt paléoenvironnemental (sols bruns calcaires des terrasses, Fig. 3-13), avec localement la présence de paléosols enfouis (Lauranson et al., 2016). Bien que ces enregistrements présentent un intérêt certain pour des problématiques paléoenvironnementales, ils n'ont cependant que très peu d'intérêt pour les questions développées dans cette thèse du fait de leur déconnexion des flux hydro-sédimentaires affectant le Puy de Corent. Les dépôts travertineux situés sur ces terrasses, même s'ils peuvent renfermer un signal paléoenvironnemental local de grand intérêt (âge, morphologie, conditions de formation), sont très anciens et donc en dehors du cadre chronologique de cette thèse.

Les très basses terrasses, bien qu'elles aient très probablement eu une certaine connexion avec les versants de Corent *via* l'Allier, présentent un développement pédologique très faible qui témoigne de la jeunesse de leur mise en place (Fig. 3.15). Leur remaniement fréquent lors des crues récentes et l'activité géomorphologique du chenal à laquelle elles sont soumises (érosion/dépôt lors des translations latérales du chenal) font qu'elles ne sont pas adéquates pour y conduire des études concernant des périodes plus anciennes que les derniers siècles. Les paléochenaux présents sur les

basses et très basses terrasses sont peut-être les seules paléoformes à présenter un certain intérêt pour les reconstructions paléoenvironnementale. Leur connexion avec Corent et ses versants est cependant réduite et leur degré de conservation plutôt faible, compte tenu de leur exploitation comme ressource alluvionnaire.

Les secteurs fortement urbanisés ou affectés par des activités anthropiques intenses sont également à écarter. Les perturbations y ont été très importantes et l'accessibilité aux archives sédimentaires fortement compromise. Il en est de même des secteurs où l'érosion et le décapage des formations superficielles, les informations paléoenvironnementales pouvant au mieux être fortement fragmentées (Fig. 3-14). La carte pédologique y recense d'ailleurs le plus souvent la présence de sols colluviaux et de régosols (Fig. 3-13).

#### **4.1.2-Secteurs au potentiel géoarchéologique bas**

Les secteurs qui subsistent présentent des niveaux de potentialité très variables (Fig. 3-14). Les secteurs à potentiel bas et moyen sont pour l'essentiel les versants et la plus grande partie du plateau de Corent. Parmi les secteurs à potentiel bas, on recense les talus d'éboulis et les pentes très fortes et/ou inaccessibles, ainsi que les versants très affectés par des mouvements de masse. Dans le cas des premiers, l'accessibilité est compliquée du fait de la pente et du couvert forestier dense ; de plus, il s'agit d'une formation superficielle à blocs et tant sa nature que les dynamiques qui l'affectent rendent difficile tout travail géoarchéologique au-delà d'une simple prospection par des moyens légers. Dans la plupart des cas, le développement pédologique s'y limite à des lithosols, la dynamique du tablier d'éboulis fonctionnant *a priori* à des échelles de temps très larges et étant peu sensible à l'activité anthropique, ce qui en relativise l'intérêt pour notre approche. Quelques secteurs où des terrasses agricoles en pierre sèche sont bien développées pourraient présenter un intérêt pour cette thèse, mais cela nécessite au préalable d'approfondir le cadre chronologique de leur implantation de manière à soigneusement les échantillonner avant de les analyser.

Sur le reste des versants, la formation pédologique dominante est constituée de sols bruns calcaires et calciques sur marnes et colluvions basaltiques (Fig. 3-13). Bien que cette dénomination suggère une stabilité et une évolution pédologique plutôt longue et donc une susceptibilité à fournir des archives pédologiques exploitables du point de vue géoarchéologique, ce tableau général est à nuancer très fortement en fonction des dynamiques géomorphologiques prépondérantes.

Ainsi, les zones affectées par des mouvements de terrain de grande ampleur dans les versants nord et sud du Puy de Corent (Fig. 3-14) présentent des lourdes contraintes pour l'acquisition d'archives sédimentaires exploitables. Les remobilisations de la formation superficielle, lors d'évènements critiques (glissements) ou plus continus (solifluxion) compromettent fortement la lisibilité et l'interprétation chronologique et spatiale de toute archive sédimentaire qu'elle peut recéler, d'autant plus si elles sont relativement anciennes et ont donc été soumises à une longue évolution (Fig. 3-8B-4 et 7)

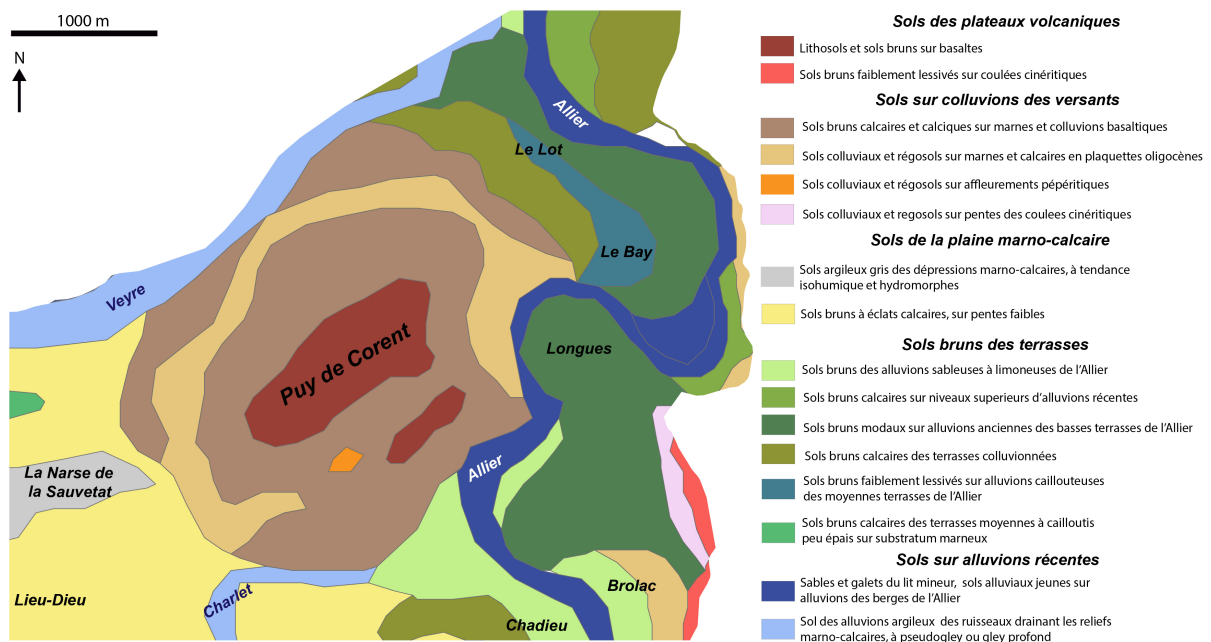


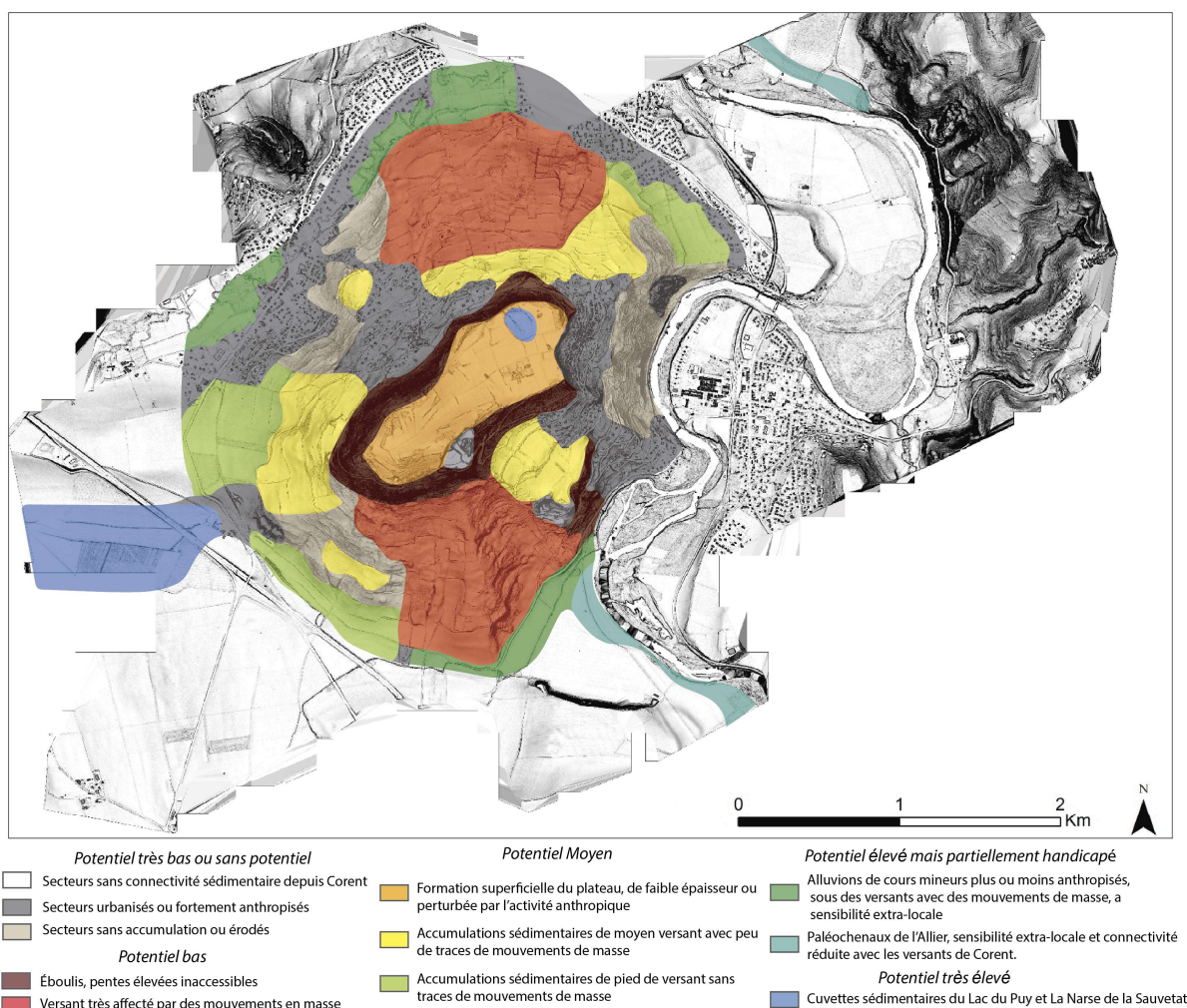
Fig. 3-13. Extrait de la carte pédologique du Val d'Allier (Bornand et al., 1968). Les différents types de sols ont été regroupés par unités morphologiques de relief.

#### 4.1.3-Secteurs à potentiel géoarchéologique moyen

Les accumulations sédimentaires de moyen versant, quand elles ne sont pas situées dans les zones de départs de grands glissements et recèlent peu de traces de mouvements de masse, peuvent avoir un potentiel géoarchéologique un peu plus fort. Ce potentiel est cependant parfois limité par des pentes localement fortes qui limitent l'accumulation sédimentaire (colluvions marno-calcaires peu épais, sols colluviaux et régosols). Cependant, cet obstacle peut être surmonté en sélectionnant des secteurs sur des replats structurels du versant, comme par exemple dans le vaste replat du versant sud-est ou dans certains secteurs non urbanisés du versant ouest (Fig. 3-8B-1 et 6).

Les accumulations de pied de versant sans traces de mouvements de masse constituent sans doute le cas de figure présentant le plus de potentiel. Bien que la présence d'anciens mouvements de masse, aujourd'hui invisibles, ne puisse jamais être complètement exclue, ceux-ci ne présentent pas d'incidence sur le colluvionnement holocène. Rares à l'échelle des versants du plateau, ces accumulations sont présentes ponctuellement sur les versants nord-est, sud, et surtout ouest du Puy de Corent. Elles peuvent offrir exceptionnellement des séquences colluviales dilatées et stratifiées (Fig. 3-8A-2). Le versant ouest, sur la surface alluviale résiduelle des Hauts de Bazot, est un cas de figure particulièrement favorable. Ce versant est le seul ayant un profil nettement concave, avec des pentes très faibles à la base (Fig. 3-8B-2). Ceci indique plutôt une tendance à la régularisation moyennant une accumulation colluviale importante sans implication de mouvements de masse. Le versant meurt sur une surface alluviale très ancienne (580 ka), ce qui est le gage d'une certaine stabilité de sa base où le sédiment a sans doute été stocké depuis le Pléistocène Moyen. De plus, plusieurs thalwegs peu marqués traversent ce versant suggérant leur possible remblaiement par des

sédiments alluvio-colluviaux. Si la présence de glissements anciens ne peut être exclue, cette portion du versant est sans doute la plus prometteuse pour les objectifs de ce travail.



**Fig. 3-14. Cartographie du potentiel géoarchéologique de la zone d'étude en fonction de la démarche et des objectifs de cette thèse.**

Parmi les dépôts de pied de versant, les rares cônes d'épandage situés à la sortie de petits thalwegs du versant sud sont aussi susceptibles de fournir de bonnes archives sédimentaires, bien que ce versant n'y soit pas très propice en général du fait de la faiblesse de l'accumulation sédimentaire. Le sommet du plateau de Corent présente également un potentiel moyen pour notre approche géoarchéologique. Sauf exception, l'accumulation sédimentaire y est mince (20 cm à 1 m maximum) et supporte des lithosols (sommet) et des sols bruns andiques (coulée). Bien que la séquence archéologique chronologiquement très étendue procure aux sols du plateau d'un fort intérêt géoarchéologique potentiel, la réalité est plus nuancée :

- d'une part, les occupations humaines successives, spécialement celles du premier millénaire BC, ont provoqué une érosion importante et une perturbation généralisée des sols qui s'étaient précédemment développés. Ces sols ne sont plus présents sur le plateau que de manière extrêmement lacunaire (Poux et al., 2016, 2018) ;
- d'autre-part, les séquences sédimentaires internes aux sites archéologiques, avec parfois des stratigraphies purement archéologiques, ne sont souvent pas la situation la plus adéquate pour



répondre aux objectifs de cette thèse (travail préférentiel sur des séquences naturelles). En outre, les conditions taphonomiques des principaux biomarqueurs s'y avèrent souvent très mauvaises (Flottes, inédit; Ledger et al., 2015).

En dépit de ces réserves, les formations superficielles du plateau peuvent localement présenter un bon potentiel géoarchéologique mais d'intérêt très local lorsque l'accumulation sédimentaire est plus épaisse et mieux préservée. Ainsi le thalweg qui traverse toute la partie sommitale et le centre du plateau peut potentiellement présenter un enregistrement sédimentaire un peu plus dilaté, favorisé par certaines structures en pierres sèches barrant son axe. Certaines de ces structures situées sur les sommets et le pourtour sud-ouest du plateau (terrasses) pourraient aussi avoir piégé des petites accumulations sédimentaires, et de ce fait avoir un intérêt géoarchéologique local, fortement dépendant de l'époque de leur édification.

#### **4.1.4-Secteurs à potentiel géoarchéologique élevé, mais partiellement handicapé**

Parmi les secteurs à potentiel élevé mais présentant également certains handicaps importants, on peut citer les zones alluvionnaires des cours d'eau mineurs et les paléochenaux de l'Allier. Les dépôts alluviaux indifférenciés de la Veyre et le Charlet occupent un large espace de la zone d'étude et présentent des conditions géoarchéologiques *a priori* favorables : i) les formations alluviales sont à dominante argileuse témoignant d'une relativement faible énergie, les sols étant des gley ou pseudo-gley profonds (Fig. 3-13); ii) la dynamique alluviale témoigne *a priori* d'une tendance à l'exhaussement (absence de terrasses, faible encaissement des cours), ce qui peut indiquer un stockage sédimentaire important depuis des périodes anciennes. Cependant, ces cours d'eau présentent aussi une série d'inconvénients. En tant qu'axe de drainage d'un vaste bassin versant, les alluvions de la Veyre ont vraisemblablement enregistré un signal fortement extra-local, et l'occupation d'une grande partie de ces dépôts par des zones urbanisées limite fortement les possibilités d'étude de ces formations alluviales ; iii) enfin, les informations enregistrées par la plaine alluviale ont peut-être été altérées par les apports de masse des versants de Corent à des périodes du Quaternaire récent.

Quant aux alluvions du Charlet, ils répondent en grande partie au signal hydro-sédimentaire de la plaine marno-calcaire, et ne présentent qu'une connectivité très réduite avec les versants du Puy de Corent. Cette zone est située sous des glissements de terrain importants, en bonne partie dans la zone inondable de la terrasse Fy de l'allier, et également très aménagée (cours d'eau canalisé, décharge, routes) : cette complexité et les fortes perturbations d'origine anthropique altèrent son potentiel géoarchéologique.

Les paléochenaux de l'Allier sont situés dans deux secteurs, en amont (Chadieu-Ourleaux) et en aval (L'Albaret) de Corent. Ils peuvent tous deux abriter des archives sédimentaires au potentiel paléoenvironnemental *a priori* significatif et facilement exploitable (Salvador et al., 2005). Cependant, ce potentiel est fortement conditionné par l'histoire de la dynamique fluviale (style fluvial au moment du recouplement et son évolution dans le temps), l'ancienneté du recouplement du chenal, et l'évolution de la plaine alluviale postérieurement au recouplement. Dans le cas le plus favorable, il enregistre le signal hydro-sédimentaire du cours principal ainsi que la dynamique locale

de la végétation jusqu'à son colmatage complet (Ejarque et al., 2015). Dans notre zone d'étude, la configuration des deux secteurs présentant des paléochenaux invite à la prudence quant à leur potentiel géoarchéologique (Fig. 3-15-A). Dans le secteur de l'Albaret, le paléochenal est seulement situé à 3 m au dessus du niveau actuel de l'Allier sur la terrasse Fyz (Fig. 3-15-B et C). Celle-ci est encadrée de part et d'autre par la terrasse Fy très bien préservée et où des vestiges romains et néolithiques ont été documentés (Vallat, 2002). Cela indique que la capacité de divagation de l'Allier après l'abandon de la terrasse Fy (i.e. après 5 ka BP) a été cantonnée à une étroite bande de 350 m environ. Le chenal abandonné s'est ainsi développé pendant l'Holocène Récent, au cours de l'incision post Fy. Les cartes anciennes apportent des précisions quant à l'ancienneté de ce tracé : le cadastre Napoléonien suggère qu'il occupait la zone inondable (Fig. 3-15-D), ce qui suggère un âge plutôt récent (médiéval ou moderne). Il serait donc d'un faible intérêt par rapport à la période chronologique d'étude de cette thèse.

Dans le secteur de la gravière des Ourleaux, la situation est un peu plus complexe : trois paléochenaux, deux en rive gauche et un en rive droite, sont préservés entre deux rebords de la terrasse Fy où des vestiges romains ont été identifiés (Vallat, 2002) (Fig. 3-15-E). La bande de divagation de l'Allier entre les deux rebords de la terrasse Fy (c'est-à-dire après 5 ka BP) est à nouveau relativement étroite (autour de 350 m). Le paléochenal de rive droite situé 2 m au-dessus du cours de l'Allier est avec certitude récent, car il apparaît partiellement connecté au lit actif sur une ancienne carte datant de 1675 (Fig. 3-15-F). De plus, cette archive sédimentaire potentielle a été gravement dégradée lors de l'exploitation, puis lors du réaménagement en étang de la gravière des Ourleaux (D'Arcy & Besson, 1989). En rive gauche, un paléochenal +2 m est sans doute grossièrement contemporain de celui de la rive droite, la morphologie de l'ensemble suggérant des bras de tressage. Le cadastre napoléonien signale d'ailleurs ce bras partiellement en eau après une crue très importante ayant occasionné des dommages conséquents (Fig. 3-15-F). Cette analyse sommaire montre que la dynamique latérale de l'Allier a atteint et modifié notablement la terrasse Fyz, réduisant probablement à néant son potentiel paléoenvironnemental au-delà de la période Moderne.

Un second paléochenal dont seulement un petit fragment est préservé est situé en rive gauche à +4 m par rapport au lit actuel. Il offre sans doute un enregistrement sédimentaire plus ancien, peut-être contemporain de la formation de Fy pendant l'Holocène Moyen, ou s'est mis en place durant le processus d'incision postérieur. La présence de vestiges romains à quelques centaines de mètres sur cette terrasse Fy montre que ce paléochenal était forcément inactif et déjà hors d'atteinte du cours de l'Allier durant l'Antiquité. La position de ce lambeau de paléochenal en aval du cône alluvial du Charlet, et au pied du versant de Coirent, suggère qu'en plus du signal hydroclimatique régional de l'Allier, il aurait pu enregistrer l'activité du Charlet en provenance de la plaine marno-calcaire, ainsi que les apports colluviaux du versant. Cependant, la morphologie de ce lambeau, divisé en deux petits chenaux, implique probablement une morphologie de l'Allier en tresses. En raison de la faible durée de vie des bras de tressage, ce type de style fluvial ne favorise pas l'archivage sédimentaire, ce qui réduit fortement son intérêt potentiel. Des investigations plus approfondies pourront toutefois être conduites. L'âge et la nature du remplissage restent à préciser. La taille très réduite du lambeau préservé invite à la prudence quant à l'estimation de son potentiel géoarchéologique et paléoenvironnemental.

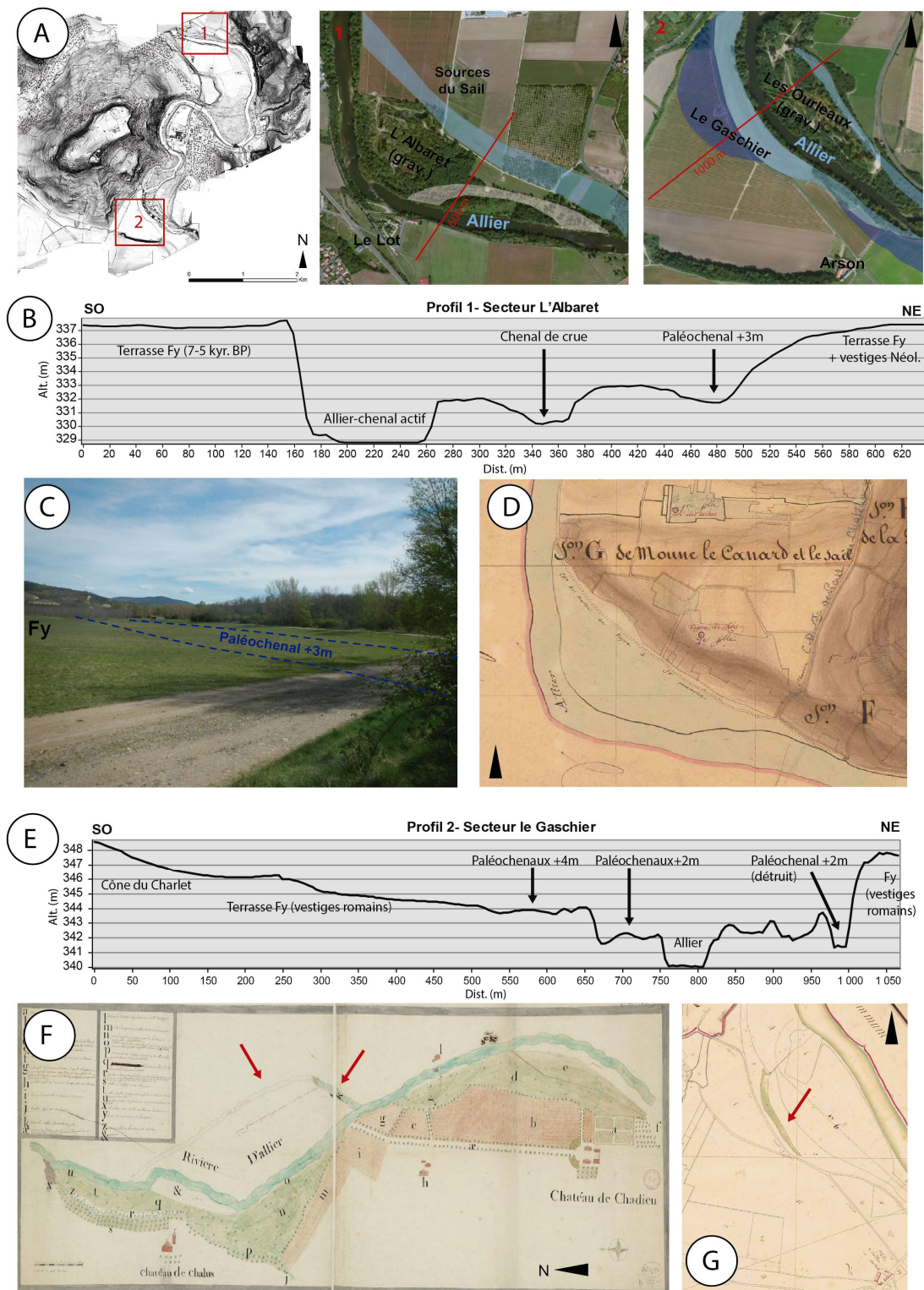


Fig. 3-15. A- Localisation des deux secteurs de la zone d'étude où existent des paléochenaux. 1- Secteur de l'Albaret, 2- Secteur le Gaschier-Les Ourleaux. Les lignes rouges indiquent l'emplacement des profils topographiques B et E. Les paléochenaux sur Fyz sont figurés en bleu clair, le paléochenal sur Fy en bleu foncé, et le chenal de crue en blanc. C- Vue du paléochenal +3m du secteur 1. D- Extrait du cadastre napoléonien montrant le secteur 1, le paléochenal semble appartenir à la zone inondable. F- Carte de 1675 du tronçon de l'Allier entre le Château de Chadiou et le château de Chalus (secteur 2). Un bras-mort partiellement connecté semble correspondre au paléochenal +2 m en rive droite (détruit par la gravière des Ourleaux). G- Extrait du cadastre napoléonien représentant le secteur 2. Après une crue importante, le paléochenal +2m de rive gauche apparaît inondé, alors que l'Allier a repris le chenal plus à l'ouest qui était abandonné en 1675 (F).

#### **4.1.5-Les zones humides au très fort potentiel géoarchéologique**

En définitive, la synthèse établie à partir de la carte géomorphologique que nous avons dressée de la zone d'étude révèle que deux secteurs sont susceptibles de receler des archives sédimentaires présentant un très fort potentiel pour l'analyse géoarchéologique et paléoenvironnementale : il s'agit d'une part du petit bassin du Lac du Puy sur le plateau de Corent, et d'autre part du grand bassin de la Narse de la Sauvetat, dans la basse plaine marno-calcaire située au pied du puy. Dans les deux cas ces bassins sont fermés et sans drainage extérieur apparent (jusqu'à leur drainage moderne). Ils ont sans doute accumulé les flux hydro-sédimentaires durant de longues périodes. Dans les deux cas, les résultats de diagnostics archéologiques ainsi que de recherches récemment conduites sont fortement encourageants quant à son potentiel géoarchéologique et paléoenvironnemental (Guichard, 1991 ; Vallat, 2003 ; Ledger et al., 2015).

Du fait de sa petite taille et sa situation exceptionnelle sur le plateau basaltique à proximité immédiate des occupations archéologiques de Corent, le Lac du Puy est un système naturel qui constitue sans aucun doute un enregistrement très circonscrit de l'activité humaine du plateau, ainsi que des phases de proto-urbanisation (Ledger et al., 2015). Ses caractéristiques et son fonctionnement hydro-géomorphologique, son évolution paléoenvironnementale ainsi que ses interactions avec le site restent complètement inconnus.

À l'opposé, la Narse de la Sauvetat est un grand bassin de la basse-plaine marno-calcaire en position périphérique par rapport au site archéologique du plateau. Sa situation géomorphologique et son large bassin versant laissent présager un enregistrement intégrant les dynamiques de versant SO du Puy de Corent, mais aussi la dynamique d'échelle micro-régionale de son bassin versant. La zone a livré quelques premières informations lors d'une opération d'archéologie préventive (Vallat, 2003). Cependant, les informations sur son origine, ses caractéristiques géomorphologiques, la puissance, la nature et la géométrie de son remplissage étaient presque inconnues avant cette thèse. En revanche, plusieurs sites archéologiques antiques aux alentours voire même à l'intérieur du bassin ont été identifiés lors de diverses opérations de prospection et documentés (Bertrand Dousteysier, communication personnelle).

## **4.2. Choix des zones d'étude et stratégie d'implantation des sondages**

Les différents secteurs pour lesquels on a ci-dessus diagnostiqué le potentiel géoarchéologique ne pouvaient pas tous être analysés dans le cadre de cette thèse. Une sélection a donc dû être faite pour concentrer le travail de terrain sur les sites les plus prometteurs. Le premier critère de choix a été celui de la meilleure adéquation entre le potentiel géoarchéologique et paléoenvironnemental des archives sédimentaires et le cadre chronologique et la problématique de cette thèse. Pour cette raison, les archives présentant de faibles voire très faibles potentialités géoarchéologiques ont été écartées d'office.

La représentativité des sites par rapport à des ensembles plus vastes et la qualité de la connexion des sites entre eux en référence au *continuum* hydrosédimentaire plateau-versants-plaine étaient une seconde condition indispensable. Les sites d'étude devaient donc être placés le long d'un transect entre le haut du plateau et la plaine en contrebas. Le gradient n'est pas qu'hydrosédimentaire : il

s'étend également d'un signal local, très circonscrit et, si on se réfère aux données archéologiques, très anthropisé sur le plateau, jusqu'à un signal plus régional et moins influencé par l'homme dans la plaine ou dans la vallée de l'Allier, toutes deux aussi soumises aux influences de leurs bassins versants respectifs.

Il fallait enfin que chacun des secteurs sélectionnés soit en position d'accumulation sédimentaire, afin de garantir un enregistrement pédo-sédimentaire le plus dilaté, continu et complet possible. En considérant les prérequis énumérés ci-dessus, ainsi que la répartition du potentiel géoarchéologique identifié par l'intermédiaire de la cartographie géomorphologique (Fig. 3-14), un transect de ce type avait relativement peu d'opportunités d'implantation.

Sur le plateau, notre choix s'est porté sans hésitation sur le bassin du Lac du Puy du fait du potentiel médiocre des autres secteurs du plateau. Dans la basse-plaine, les incertitudes chronologiques et les limites du potentiel d'enregistrement sédimentaire des paléochenaux (Fig. 3-15) et de la vallée de la Veyre, nous ont rapidement conduits à les rejeter de la liste des zones d'étude et à focaliser notre attention sur le bassin hydromorphe de la Narse de la Sauvetat. Sa situation de cuvette mal drainée fondait notre espoir d'y obtenir un enregistrement complet, dilaté et continu. Sa position au pied du versant sud-ouest de Corent nous laissait enfin espérer qu'il ait enregistré la dynamique de versant du Puy de Corent, mais aussi le signal hydro-morpho-sédimentaire régional *via* l'identification de la dynamique des flux ayant parcouru le bassin versant qui l'alimente. En plus de leur considérable potentiel géoarchéologique et paléoenvironnemental individuel, ces deux dépressions sont ainsi d'une évidente complémentarité, l'idée étant de les faire dialoguer et se répondre l'une et l'autre à propos de l'histoire de l'environnement et de la façon dont l'homme l'a impacté entre le Néolithique et l'Antiquité.

Pour établir le lien entre les deux dépressions, les versants sud et ouest du plateau de Corent, aux pieds desquels se trouve le bassin de la Narse de la Sauvetat, sont probablement ceux qui ont le meilleur potentiel géoarchéologique du fait de leur morphologie et de l'absence de grands mouvements de terrain. Ils ont donc été préférés aux secteurs des versants nord-est et est. Un transect géomorphologique et géoarchéologique pouvait donc être mis en place avec de bonnes chances de succès dans le secteur ouest du Puy de Corent, entre le Lac du Puy et La Narse de la Sauvetat. C'est en tout cas sur cette base de réflexion que nous avons construit notre stratégie d'implantation des sondages (Fig. 3-16).

Pour des raisons pratiques, il a été décidé que les archives sédimentaires de la Narse de la Sauvetat seraient étudiées à partir de carottages ciblés après une première caractérisation du remplissage au moyen de logs réalisés à la tarière pédologique. Cette approche présentait l'avantage d'éviter d'utiliser une pelle mécanique, ce qui aurait impliqué certainement de fortes complications du fait du niveau phréatique élevé dans la cuvette et de l'absence d'opérations archéologiques dans le secteur. Les carottages ont finalement été réalisés en décembre 2014. En revanche, le Lac du Puy avait déjà été soumis à des travaux archéologiques antérieurs (Guichard, 1991). L'ensemble du plateau étant reconnu comme une zone à fort potentiel archéologique, l'étude de la dépression a dû faire l'objet d'une demande de prospection géoarchéologique au Service Régional de l'Archéologie d'Auvergne (Mayoral & Depreux, 2017). Outre des sondages mécanisés sur le Lac du Puy, cette demande incluait aussi des sondages sur deux secteurs des versants sud-ouest et ouest, portant le total des sondages envisagés à sept (Fig. 3-16). D'autres secteurs potentiellement intéressants (Fig. 3-14 et 3-16A) mais

répondant moins bien à la stratégie de cette étude, ou bien présentant des contraintes d'accessibilité, ont été réservés pour des travaux futurs.

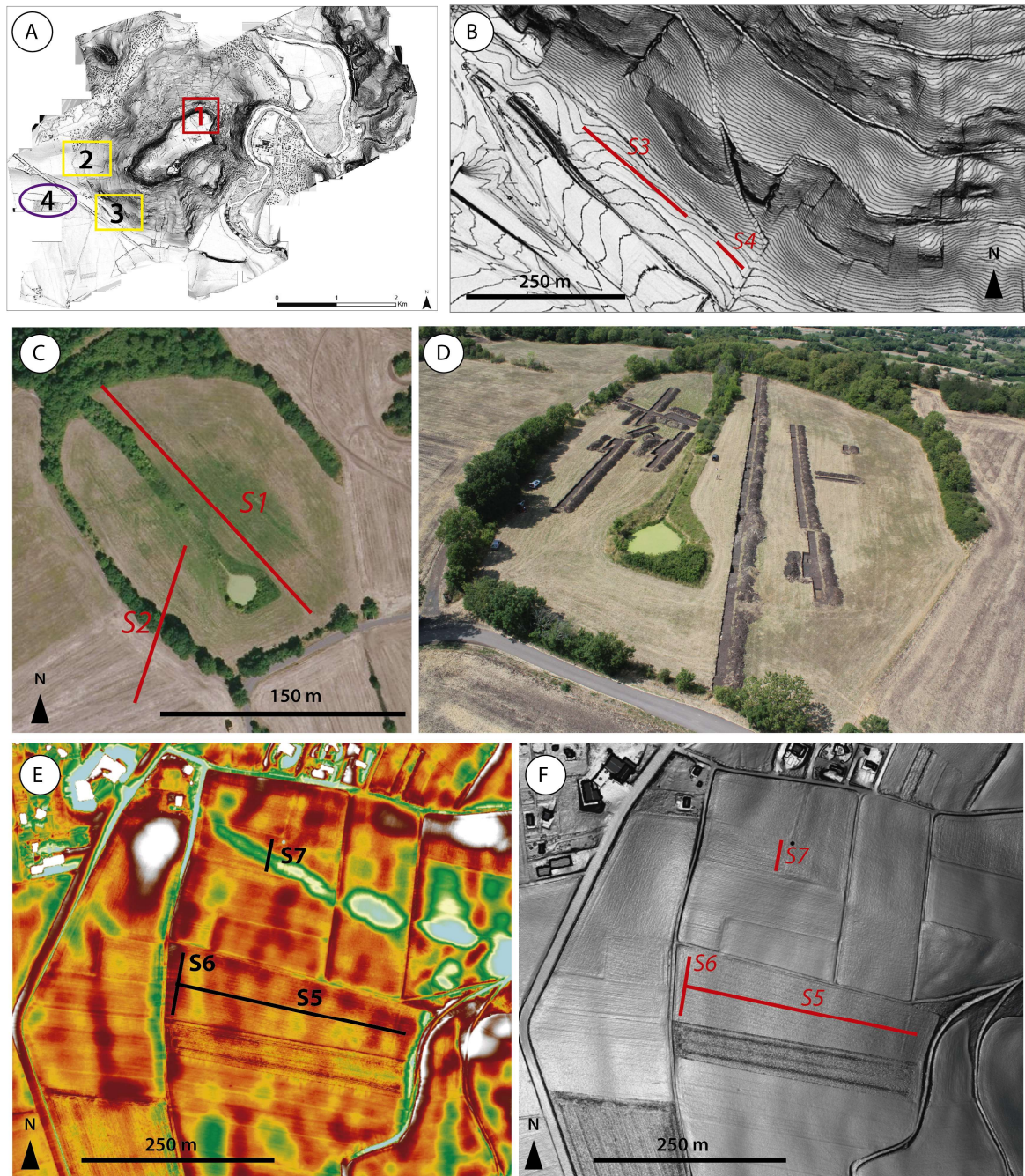
Une autorisation avait été sollicitée pour réaliser deux sondages prenant la forme de transects dans le Lac du Puy (Fig. 3-16C). Le premier (S1) visait à sectionner la dépression en son centre et sur toute sa grande longueur afin d'obtenir un aperçu et une compréhension intégrale de son remplissage sédimentaire et de sa stratigraphie. Un deuxième sondage (S2) avait été implanté sur le bord sud-ouest du bassin. Ce sondage centré sur un des bords aménagés du bassin visait à étudier l'interface entre la zone du plateau occupée par le site archéologique d'une part et le bassin palustre/lacustre d'autre part, en termes de morphologie, de nature des aménagements et d'accumulation sédimentaire. Cette zone est la plus proche de celle où des fouilles archéologiques sont conduites (au SO du Lac du Puy) et se situe dans l'axe potentiel d'apports sédimentaires provenant de la zone urbaine fouillée et du sommet du Puy au sud-ouest. La présence d'un dénivelé brusque et important (+2 m) en arrière du muret entourant le bassin suggérait une forte accumulation sédimentaire dont on souhaitait reconnaître le potentiel géoarchéologique.

Au pied du versant sud du Puy de Corent, les sondages S3 et S4 (Fig. 3-16B) ont été situés de manière à recouper, en plus des colluvions du pied du versant, deux cônes d'épandage situés à la sortie de deux petits thalwegs qui entaillent le versant. La présence de vestiges archéologiques antiques à proximité de S4 constituait un attrait supplémentaire pour implanter des sondages dans ce secteur.

Les sondages S5 à S7 ont été localisés au pied du versant ouest, dans le secteur des Hauts de Bazot. Le premier (S5) devait ouvrir une fenêtre large permettant d'apercevoir sur une longue distance le manteau colluvial du bas versant de Corent. Ceci afin d'évaluer dans le détail sa dynamique géomorphologique et d'y repérer des zones d'accumulation préférentielle à la faveur de la topographie du substrat ou de nombreuses structures anthropiques perpendiculaires à la pente (Fig. 3-16E et F). Le deuxième sondage (S6) était destiné à élargir la fenêtre d'observation des colluvions de la zone inférieure du versant, où l'accumulation sédimentaire est *a priori* plus épaisse. Enfin, le sondage S7 avait été implanté en travers d'un thalweg qui entaille tout le versant, et où la formation superficielle volcano-sédimentaire et la topographie douce suggéraient qu'il pourrait y avoir un colmatage sédimentaire relativement épais (Fig. 3-16 E et F).

L'ensemble de ces sondages a été autorisé. Les premières opérations ont commencé fin juillet 2015 dans le Lac du Puy. Les découvertes archéologiques majeures et inattendues faites à cette occasion, ainsi que la complexité du remplissage de la cuvette (cf. chapitre IV) ont conduit à étendre l'emprise des sondages à une grande partie de la cuvette (10 sondages au total ont été réalisés, Fig. 3-16D) et à abandonner une partie du sondage S2 (Mayoral & Depreux, 2017). Suite à ces découvertes, la masse du travail géoarchéologique à mener dans le Lac du Puy nous a également conduits à revoir notre stratégie initiale et finalement à renoncer à exécuter les sondages S3 à S7 localisés sur les versants (Fig. 3-16) pour lesquels les résultats étaient par nature plus incertains. Le travail s'est donc focalisé dans la cuvette du Lac du Puy, ainsi que dans celle de la Narse de la Sauvetat, en supposant que celle-ci, de par sa position géomorphologique, a correctement enregistré l'activité géomorphologique du versant. Ce compromis devait permettre de maintenir la communication entre les deux sites et d'estimer le degré de connectivité entre les versants et les réservoirs sédimentaires situés en contrebas, tout en maintenant une charge de travail compatible avec le délai nécessairement contraint de réalisation d'une recherche doctorale. Outre les recherches de terrain destinées à

réaliser la cartographie géomorphologique de la zone d'étude, les investigations à vocation géoarchéologique de cette thèse se sont donc finalement concentrées dans les deux cuvettes. L'analyse géoarchéologique multi-proxys de leurs archives sédimentaires a fourni de très riches résultats qui sont développés de manière approfondie dans les chapitres IV à VII, tout en laissant un large espace pour de futurs travaux dans des secteurs dont on a clairement identifié l'intérêt, mais que l'on n'a pas eu le temps d'investiguer.



**Fig. 3-16.** A- Plan global des secteurs sélectionnés pour conduire le travail géoarchéologique. Carrés : sondages à la pelle mécanique (autorisation SRA Auvergne). Rouge : sondages réalisés durant la campagne de l'été 2015. Jaune : secteurs ayant fait l'objet d'autorisation, mais finalement non exploités à ce jour. Cercle violet : secteur carotté en décembre 2014. B-Implantation des sondages S3 et S4 dans le secteur 3. C- Implantation prévue des sondages dans le secteur 1 (Lac du Puy). D- Implantation finale des sondages dans le Lac du Puy (cliché B-N. Chagny). E et F : implantation des sondages S5 à S7 au pied du versant ouest, sur fond du Local Relief Model (gauche) et du modèle de pentes (droite). On observe un thalweg marqué traversé par S7 et de nombreuses anomalies topographiques perpendiculaires à la pente.

## 5-Conclusions

Ce chapitre présente la première phase de la démarche géoarchéologique adoptée dans cette thèse, c'est-à-dire la mise en œuvre d'une analyse géomorphologique préliminaire du secteur d'étude. La cartographie géomorphologique a servi à caractériser et à comprendre les grandes lignes du fonctionnement hydro-morpho-sédimentaire de l'ensemble que constitue le plateau, ses versants et la plaine située en contrebas. Au-delà de cet objectif général, le but de ce chapitre était de mener une réflexion aboutissant à l'identification et la sélection des secteurs les plus favorables pour une prospection géoarchéologique plus approfondie, et d'identifier comment articuler leur analyse pour répondre à une stratégie d'ensemble en lien avec les objectifs de cette thèse.

En s'appuyant sur les données LiDAR présentées dans le chapitre précédent, une approche de cartographie géomorphologique très classique a été mise en œuvre. Son résultat est la production d'une carte de type morphogénétique du Puy de Corent et de ses marges, appropriée pour une exploitation géoarchéologique. Pour certains secteurs de la zone d'étude dont la géologie était correctement caractérisée depuis longtemps mais pour lesquels la caractérisation géomorphologique manquait de finesse, ce travail a permis de l'améliorer nettement. Dans d'autres secteurs bien plus complexes tels que les versants, où les études anciennes avaient un niveau de détail très grossier et insuffisant pour les besoins de cette thèse, ce travail a permis de repérer, d'inventorier et de cartographier finement des formes du relief qui ne l'avaient jamais été jusqu'à présent.

La réflexion construite sur cette caractérisation géomorphologique approfondie du secteur d'étude, alimentée également par des données complémentaires telles que les données pédologiques ou historiques, a permis de produire une cartographie additionnelle du « potentiel géoarchéologique » de la zone d'étude établie en fonction des objectifs de cette thèse. Ce potentiel a été défini selon des critères pratiques comme la nature, la qualité, la chronologie probable ainsi que l'accessibilité des archives sédimentaires présumées pour chaque secteur. Certains secteurs, comme les paléochenaux de l'Allier, ont été discutés dans le détail afin de mieux cerner leur potentiel d'étude.

Cette hiérarchisation des différents secteurs en fonction de leur adéquation aux besoins de cette thèse a été ensuite soumise à une stratégie bien définie d'implantation des différents sites de sondage géoarchéologique. Les différents sites de sondage devaient suivre un transect géomorphologique altitudinal entre le haut du plateau et la basse-plaine, afin de garantir des observations distribuées le long du système hydro-morpho-sédimentaire plateau-versants-plaine. Ce transect devait aussi intégrer un gradient de situations entre une archive sur un plateau très anthropisé à certaines époques de son histoire et très sensible aux facteurs locaux, et une vaste dépression, périphérique par rapport au site archéologique de Corent, située en aval d'un bassin versant beaucoup plus vaste et sensible à des signaux hydro-morpho-sédimentaires plus régionaux.

Le choix final des secteurs de sondage s'est donc porté prioritairement sur le petit bassin sédimentaire du Lac du Puy sur le sommet du plateau de Corent, et la grande dépression de la Narse de la Sauvetat localisée au pied de son versant ouest. Ces deux archives sédimentaires ont été connectées par des sondages implantés dans divers points du versant les reliant. Ce premier plan d'opération a cependant dû être abandonné après les premiers sondages géoarchéologiques réalisés dans le Lac du Puy, où l'ampleur des découvertes archéologiques, la richesse et la complexité des résultats obtenus nous ont conduits à revoir à la baisse nos ambitions initiales et à renoncer



temporairement aux sondages prévus sur les versants. Ceux-ci, plus complexes et au potentiel géoarchéologique plus incertain, ont finalement été abandonnés pour cette thèse en faveur d'une stratégie recentrée exclusivement sur l'étude des deux dépressions, dont les résultats constituent le cœur de ce manuscrit.

# IV

## GEOARCHAEOLOGY AND CHRONOSTRATIGRAPHY OF THE LAC DU PUY INTRA-URBAN PROTOHISTORIC WETLAND, CORENT, FRANCE\*

\*Ce chapitre est la version pre-print d'un article de même nom publié dans la revue *Geoarchaeology* (2018). Il synthétise et discute les principaux résultats géoarchéologiques et chrono-stratigraphiques de la campagne de sondages géoarchéologiques de 2015 dans le Lac du Puy de Corent.



# Geoarchaeology and chronostratigraphy of the *Lac du Puy* intra-urban protohistoric wetland, Coirent, France

A. MAYORAL (1), J-L PEIRY (1, 2), J-F BERGER (3), P. M. LEDGER (4), B. DEPREUX (5), F-X. SIMON (6), P-Y. MILCENT(7), M. POUX (5), F. VAUTIER (6), Y. MIRAS (1,8)

(1) Université Clermont Auvergne, CNRS, GEOLAB, F-63000 CLERMONT-FERRAND, FRANCE; (2) CNRS, UMI 3189, « Environnement, Santé, Sociétés », Faculté de Médecine, Université Cheikh Anta Diop, BP 5005, Dakar-Fann, Sénégal; (3) CNRS, UMR 5600, EVS-IRG & Université Lyon 2, 5 avenue Pierre Mendès-France, F- 69676 BRON Cedex ; (4) Department of Archaeology, School of Geosciences, University of Aberdeen, Elphinstone Road, Aberdeen AB24 3UF, UK; (5) CNRS, UMR 5138, Laboratoire Archéométrie et Archéologie & Université Lyon 2, MSH Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 7 rue Raulin, F-69365 LYON cedex 07; (6) Université Clermont Auvergne, CNRS, Maison des Sciences de l'Homme, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France ; (7) CNRS, UMR5608, TRACES & Université de Toulouse 2 Jean Jaurès, Maison de la Recherche Bât 26 Laboratoire 5, allée Antonio Machado F-31058 TOULOUSE Cedex 9; (8) CNRS, UMR 7194, Histoire Naturelle de l'Homme Préhistorique, Département de Préhistoire, Muséum National d'Histoire Naturelle, Institut de Paléontologie Humaine, Paris, France.

## ABSTRACT

This paper presents the first results of the geoarchaeological study of an unusual hilltop wetland, located within the protohistoric proto-urban site of Coirent (France). This small depression offers an exceptionally local sedimentary record which provided valuable data on long term human-environment interactions, as well as proto-urbanization of the first millennium B.C.E. Field survey revealed a major archaeological discovery: a large ensemble of 114 Iron Age storage pits excavated in clayey deposits. The geoarchaeological analysis of stratigraphic logs and cross-sections completed by geophysical maps and radiocarbon dating allowed us to refine the chronology of these structures. Here we suggest these structures are probably contemporary with the Hallstatt occupation of the site (600-425 B.C.E.), consistent with the emergence at Coirent of a short-lived proto-urban environment during this period. These investigations also allowed us to characterize the main evolution phases of the basin and the diversity of human impacts from first disturbance in the Early Neolithic to its final destruction in the Roman period. These findings highlight the non-linear nature of the socio-environmental interactions and the definitive shift to an anthroposystem as a consequence of major disturbance in the first Iron Age, centuries before the development of urban settlements in the *oppida* period.

## 1. INTRODUCTION

The prehistoric impact of humans on the environment, especially vegetation and soils, has been widely documented throughout western and central Europe since the Neolithic (Dotterweich, 2013; Ellis et al., 2013). Late Holocene climatic oscillations in Western and Mediterranean Europe such as the 4.2 event, late Iron Age-Roman Period climatic optimum, or the Little Ice Age are now well known (Magny, 2004; Martin-Puertas et al., 2008; Wanner et al., 2008). However these events are often considered as minor influences on geomorphological processes when compared to increasing human impacts (e.g. Lavrieux et al., 2013). Rather, the progressive anthropogenic forcing of natural

systems is highly correlated with the development of agriculture and urbanization processes (Lang, Niller, & Rind, 2003; Notebaert, Berger, & Brochier, 2014). The latter has often been considered to be restricted to Mediterranean Europe, but is now known to have begun in Central and Western Europe during the late Bronze Age (LBA) and the Iron Age (Milcent, 2007, 2012; Fernández-götz, Wendling, & Winger, 2014). The environmental impacts of these proto-urbanization processes are still poorly understood at a local scale, as few geoarchaeological and palaeoenvironmental studies have specifically focused on these questions. This is mainly a result of palaeoenvironmental studies typically being pursued in areas suitable for sedimentary record preservation like lakes, floodplains or peatlands. While such studies provide remarkable results at landscape-scale they frequently lack sensitivity to local signals (Ledger, Edwards, & Schofield, 2015). Geoarchaeology has typically been concerned with intra-site studies focusing on specific archaeological challenges, for example, stratigraphic records and post-depositional processes in human structures, analysis of lithic materials or specific deposits like dark earths, and the study of specialist structures such as ramparts or agricultural terraces (Butzer, 2008). However, in suitable contexts, such as intra-urban, or urban-connected wetlands, integrated palaeoenvironmental and geoarchaeological approaches can provide valuable information on human-environment interaction and characterize the environmental impact of the proto-urbanization processes in key periods such as the Iron Age (e.g. Ledger et al., 2015). These human influenced environments, frequently studied in rural areas (e.g. Bernigaud et al., 2014), are a rare and valuable place to develop integrated palaeoenvironmental and geoarchaeological approaches, but are rarely studied in connection with proto-urbanization processes in Western Europe, with some remarkable exceptions (Mele et al., 2013). This paper presents the first geoarchaeological results, including context of site formation and post-depositional processes, of a wider palaeoenvironmental study begun in 2014. A highly local approach, using an intra-urban wetland, has been developed to investigate the long-term palaeoenvironmental impacts of proto-urban human settlement episodes of the first millennium B.C.E.

## 2. STUDY AREA AND OBJECTIVES

Located in the French Massif Central, 20 km south of Clermont-Ferrand, the Puy de Corent is a volcanic plateau located in a key position controlling the north-south axis of the valley of the River Allier (Fig. 1A and B). The summit (621 m.a.s.l.), located in the southwest of the plateau, is a Pliocene (circa 3 Ma B.P.) monogenetic scoria cone (Greffier & Restituto, 1980; Nehlig et al., 2003). Differential erosion of marls and basalts since the late Pliocene caused the gradual raising of the plateau above the marl lowlands by relief inversion. The central and northwestern sectors are characterized by gentle topography and are situated on a basaltic lava flow deposited over 200 m thick Oligocene sedimentary rocks (limestone and marl with occasional gypsum). The Corent plateau is a major regional archaeological site and several human occupations, from the Middle Neolithic to the Roman period, have been documented. These include two major settlement phases with proto-urban features in the LBA 3 (950-800 B.C.E.) and the late Hallstatt D1 (600-550 B.C.E.) (Milcent, Poux, et al., 2014), and a vast oppidum (La Tène D1-2, 125-25 B.C.E.) with monumental and planned urban characteristics, which is considered as the possible capital of the *Arverni* (Poux, 2012). Corent is therefore an excellent site to study long-term human-environment interactions, and more specifically the highly-localized palaeoenvironmental impacts of proto-urbanization and urbanization processes during the 1<sup>st</sup> millennium B.C.E.

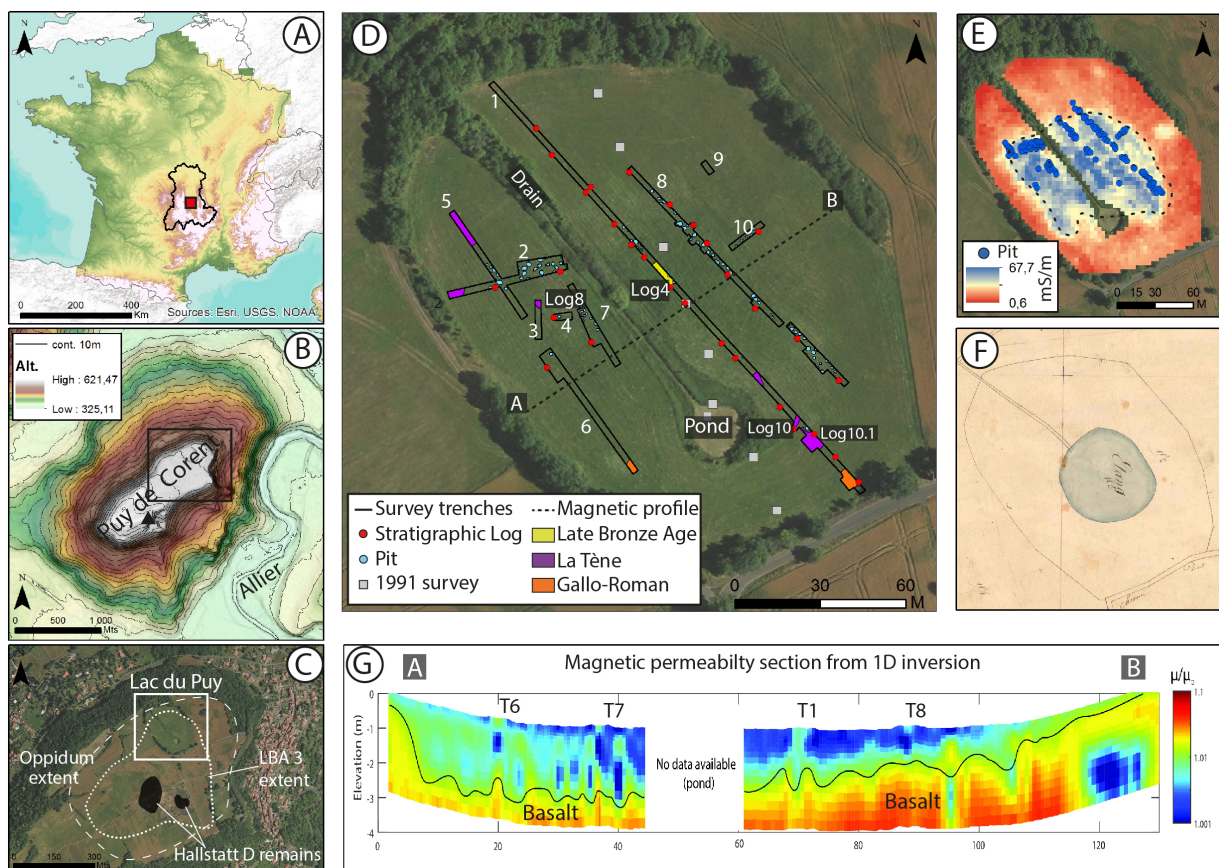
Unfortunately, the plateau is afflicted by severe soil erosion and truncation of deposits, a process which probably began in the Mid-Neolithic, when the first palynological evidence of forest clearance and agriculture appears (Ledger et al., 2015). In some instances this has resulted in a poor preservation of archaeological sediments, especially those preceding the La Tène D period (Poux et al., 2016). The Lac-du-Puy, an ancient pond located in the lowest part of the plateau within the extension zone of the LBA 3 and La Tène settlements, offers a well-preserved intra-urban sedimentary record (Fig. 1C). It appears as a small sub-circular natural depression (of approximately 2 Ha) in the surface of the basaltic rock, similar to others known on neighboring volcanic plateaus also situated above a sedimentary basement. These small basins are quite common in the region (e.g. Lacs de la Pénide, Lac de Pardines) and are usually interpreted as pseudo-sinkholes (Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2015). The modern pool is small (surface area of c. 300 m<sup>2</sup>) and mainly fed by occasional runoff and subsurface water flow from the summit of the plateau. Hydraulic traces and historical maps indicate evidence of recent management, probably in the 19<sup>th</sup> century. However, the palaeobasin represents a much larger area (0.5 Ha) as evidenced by aerial imagery and maps from 1820 (Fig. 1D and F). Small-scale archaeological survey explored this depression for the first time in the early 1990s, confirming the sedimentary nature of accumulation in the center of the depression (approximately 2 m deep) and therefore its palaeoenvironmental interest (Guichard, 1991). The Lac-du-Puy was then neglected until 2012 when, under the AYPONA project framework (*Paysages et visages d'une agglomération Arverne: approche intégrée et diachronique de l'occupation de l'oppidum de Corent*, dir. Y. Miras & F. Vautier), a sediment coring allowed a palynological analysis. The result of this study (Ledger et al., 2015) confirmed that the Lac-du-Puy offers an exceptional sedimentary record within a protohistoric intra-urban context. This excellent palaeoenvironmental potential encouraged a more extensive geoarchaeological survey in the summer of 2015. The objective of this paper is to present the initial results of this survey and to use them to build a robust chronostratigraphic framework as a basis for the forthcoming multi-proxy palaeoenvironmental research of this complex pedosedimentary site. The detailed archaeological analysis of the structures excavated during the geoarchaeological survey of the basin is beyond the scope of this work and will be undertaken in further studies.

### 3. MATERIALS AND METHODS

Ten 2 m wide trenches were excavated to survey sedimentary deposits and their stratigraphy across the Lac-du-Puy (Fig 1D). Trenches 1, 2 and 4 served to define the geomorphological context, while trenches 3 and 5-10 delineated the lateral extent of archaeological structures within the depression. The archaeological work involved manual excavation, description and photography of structures. The geomorphological element comprised pedosedimentary description of stratigraphic logs (Table 1) and photography, supported by topographic survey at a centimetric precision (Leica DGPS system 500). Sediment samples were taken for multi-proxy analysis (grain size analysis, geochemistry and micromorphology), which will be exploited in further studies.

AMS <sup>14</sup>C dating was undertaken on macrocharcoal, microcharcoal and bulk sediment samples from stratigraphic logs and archaeological structures (see Table 1). For charcoal samples, the sediment was deflocculated in a solution of sodium hexametaphosphate and sieved at 500µm and 100µm. Macro- or micro-charcoal were manually concentrated using a binocular microscope. Twelve samples were submitted to Beta Analytic, Florida, with a thirteenth being sent to the Poznan Radiocarbon

Laboratory.  $^{14}\text{C}$  dates were calibrated using CALIB V7.04 and IntCal13 calibration curve (Reimer et al., 2013). The results of six previous radiocarbon dates, from the 2012 core and used to establish a first chronology (Ledger et al., 2015), were used to assess the potential reservoir effect associated to the bulk sediment and micro-charcoal. Since the locations of most trenches were widely linked to archaeological objectives and their number conditioned by the resources devoted to excavation, information on sedimentary structures and geometry of the sedimentary infilling was incomplete. To overcome this limitation we obtained additional information by using non-destructive techniques such as geophysics. Several methods were implemented within the Lac-du-Puy depression, including electromagnetic induction (EMI) using various devices with different investigation depth (EMP400, EM31, DualEM21S), and also electrical resistivity using Abem Terrameter. Electromagnetic measurements delivered valuable results and are therefore presented, including a map of apparent electrical conductivity undertaken using the EMP400 in Horizontal Coplanar (HCP) geometry (Fig. 1E). An EMI tomography resulting from the development of an experimental protocol (Guillemoteau et al., 2016) from DualEM21S provided a magnetic permeability (or magnetic susceptibility) pseudo-section (Fig. 1G).



**Figure 1.** A, B and C: Study area location and approximate extent of the main phases of settlement (C). D: Map of the geoarchaeological survey trenches, with location of the studied stratigraphic logs and the archaeological finds. E: electrical conductivity map and pit distributions (red: low values, blue: high values). F: Early 19<sup>th</sup> century map of the Lac-du-Puy (Napoleonic land register). G: EMI tomography (magnetic permeability section) along the A-B transect illustrated in D. Blue: low values, red: high values (adapted from Guillemoteau et al., 2016).

## 4. RESULTS

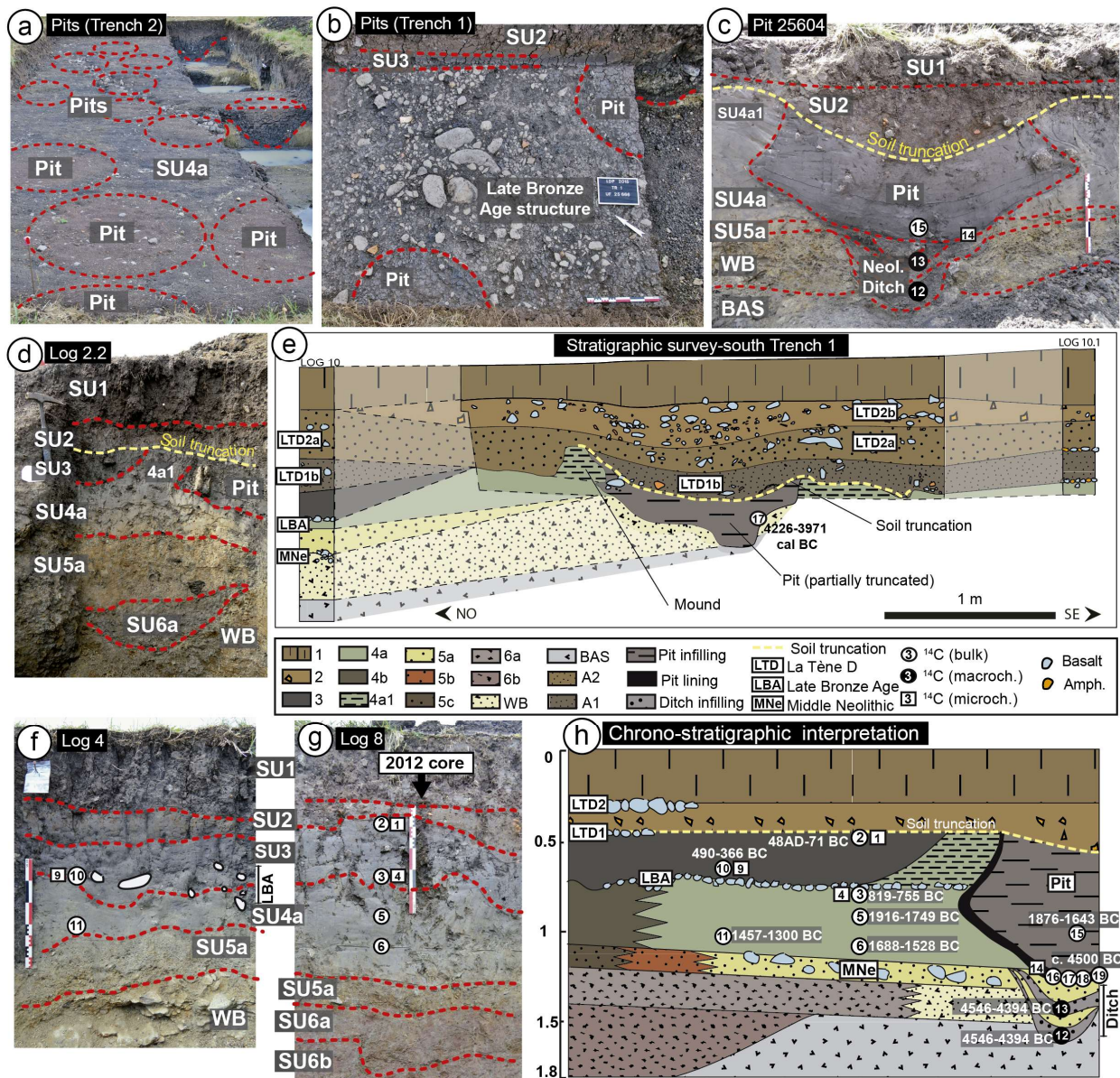
### Archaeological Finds

Older structures are mainly scattered remains of an archaeological soil without pottery fragments and are stratigraphically correlated to Early/Middle Neolithic levels of the 2012 core (Ledger et al., 2015). The LBA 3 is represented by an archaeological soil level with abundant basalt pebbles and pottery, located in the central part of the basin (see Fig 1D and Fig 2b). La Tène D1-2 is the best represented period, with abundant structures (mainly pavements) especially in the peripheral south and west areas of the depression (Fig 1D), characterized by the presence of frequent fragments of *amphorae* type Dressel 1 (Guichard, 1997). Gallo-Roman structures (pavements and small buildings foundations) are present in the south of trenches 1 and 6. Modern drainage works are also present in all surveyed trenches. As a major archaeological discovery, 114 protohistoric pits were found covering all the central part of the depression (Fig 1D and 2a). Excavated in the clayey sediment, these pits have diameters between 70 and 120 cm, a maximal depth around 130 cm, varied shapes (pear-shaped, bottle-shaped, bell-shaped etc.) with a more or less truncated narrower top, and a dark probably organic thin lining in their walls and bottom (Fig 2a and 2c). The sedimentary fill of the pits is a massive and homogeneous dark grey clay presumably the result of deliberate infilling when they were decommissioned. All of the structures are carefully and closely distributed (sometimes only separated by 10 cm) without any coalescence (Fig 2a), with the exception of 3 pits (within the 37 fully excavated) where a partial overlapping of two structures was observed. Attending to these characteristics the structures can be interpreted as storage pits (Sigaut, 1978; Reynolds, 1988; Miret i Mestre, 2009, 2015).

Unfortunately typological dating was impossible: the presence of occasional pottery sherds in the top of the structures' infilling provide only a *Terminus Ante Quem* (TAQ) age of the abandonment. Their small number and their systematic proximity to a Stratigraphic Unit (SU) considered as backfill (SU 2, see Table 2), suggests a post-depositional origin related to this SU.

No sherds were found in the bottom of the structures. Moreover the absence of organic macroremains or charred material in pits, likely a result of taphonomic processes due to frequent water level fluctuations in the basin (Ledger et al., 2015), necessitated the predominant use of bulk samples for dating, which are susceptible to vertisolization processes and possible reservoir effect and complicate interpretation of the results.





**Figure 2.** a) Closely distributed pits in trench 2. b) Pits cross-cutting a LBA archaeological soil in trench 1. c) Pit 25604 and underlying Neolithic structure. d) Log 2.2 including a pit and SU 4a1. e) Stratigraphic survey of the south of trench 1. f) Log 4. g) Log 8. h) Synthetic interpretation of chrono-stratigraphic relationships between pits, natural stratigraphy and well-dated archaeological remains. See Table 2 for SU codes.

## Radiocarbon Dates

The AMS radiocarbon database of the Lac-du-Puy is summarized in Table 1: the six first (n°1 to 6) dates come from a core drilled in a natural sequence (Log 8, Fig 2g) and were previously published (Ledger et al., 2015). Five additional radiocarbon dates were performed in Log 4 (n°7 to 11, see Fig 2f) to complete the natural chronological framework. Three of these dates (n°9 to 11) are coherent with previous dates and archaeological evidence. Dates n°9 and 10 confirm previous observations (Ledger et al., 2015) of a small reservoir effect on micro-charcoal compared to bulk sediment. Therefore dates from bulk sediment were preferred for chronological interpretation of the natural

stratigraphy. The last ones, taken close to the top of the sequence in the SU 2 (n°7 and 8), were rejected because their ages are not compatible with the well-established archaeological dating of this unit, probably because of its anthropogenic origin and consequent mixing effects (see Table 2, SU2).

**Table 1.** Radiocarbon data base from Lac-du-Puy trenches and logs; dates n°1 to 6 were previously published in Ledger et al. (2015). Dates have been placed in their stratigraphic context on Fig 2f, 2g and 2h; dates in *italic* were rejected on a stratigraphic basis.

Nº	Localization	Depth(cm)/position	Lab. code	Material	14C yr. BP	Cal BC/AD (2σ)
1	Core/Log L8	54-57 (SU3-top)	Beta-379416	Microcharcoal	2240 ± 30	390-205 BC
2	Core/Log L8	54-57 (SU3-top)	Beta-379417	Bulk sed.	1990 ± 30	48 BC-AD 71
3	Core/Log L8	71-72 (SU4-top)	Beta-377232	Bulk sed.	2590 ± 30	819-755 BC
4	Core/Log L8	71-73 (SU4-top)	Beta-379418	Pollen	2750 ± 30	944-823 BC
5	Core/Log L8	87-88 (SU4-middle)	Beta-375785	Bulk sed.	3510 ± 30	1916-1749 BC
6	Core/Log L8	102-103 (SU4-bottom)	Beta-379419	Bulk sed.	3330 ± 30	1688-1528 BC
7	<i>Log L4</i>	<i>43-47 (SU2-bottom)</i>	<i>Beta-434187</i>	<i>Microcharcoal</i>	<i>5550 ± 40</i>	<i>4457-4339 BC</i>
8	<i>Log L4</i>	<i>43-47 (SU2-bottom)</i>	<i>Beta-430610</i>	<i>Bulk sed.</i>	<i>1430 ± 30</i>	<i>575-657 AD</i>
9	Log L4	59-63 (SU3-bottom)	Beta-434188	Microcharcoal	2390 ± 30	542-397 BC
10	Log L4	59-63 (SU3-bottom)	Beta-430611	Bulk sed.	2340 ± 30	490-366 BC
11	Log L4	87-91 (SU4-bottom)	Beta-430612	Bulk sed.	3130 ± 30	1457-1300 BC
12	Excav. Struct.	Base	Beta-418695	Macrocharcoal	5650 ± 30	4546-4394 BC
13	Excav. Struct.	Middle	Beta-418694	Macrocharcoal	5650 ± 30	4546-4394 BC
14	Pit 25604	Lining-Base	Poz-74925	Microcharcoal	5520 ± 40	4453-4327 BC
15	Pit 25604	Fill	Beta-425790	Bulk sed.	3430 ± 30	1876-1643 BC
16	Pit 25677	Lining-Base	Beta-425426	Bulk sed.	6130 ± 30	5208-4992 BC
17	Pit 25703	Lining-Base	Beta-425787	Bulk sed.	5240 ± 30	4226-3971 BC
18	Pit 25699	Lining-Base	Beta-425788	Bulk sed.	4780 ± 30	3641-3519 BC
19	Pit 25610	Lining-Base	Beta-425789	Bulk sed.	5640 ± 30	4541-4372 BC

On archaeological structures, two dates were obtained on centimetre size macro-charcoal from two levels of the small excavated structure in the SU 5a, under the pit 25604 (see Fig 2c), both provided the same Early/Middle Neolithic age (n°12 and 13). The bulk from the base of the pit 25604 (dark lining), partially excavated into the summit of the underlying Neolithic structure, provided a similar age (n°14). A bulk sediment date on the fill of this structure taken 10 cm above the base (n°15) provided a more recent date (see Fig 2c). A further four samples (n° 16 to 19), from similar contexts (dark lining at the base of the structures) in other pits also provided Early/Middle Neolithic ages. These dates are surprisingly old, especially when compared with similar settlements in Western Europe with abundant storage pits such as *Ensérune* (France), *Mas Castellar de Pontós* (Spain) or *Danebury Ring* (U.K.) (Cunliffe, 1984; Cunliffe & Poole, 1991; Pons, 2002). Therefore, we sought to further investigate the age of these archaeological structures through an in-depth analysis of the stratigraphy and its links with the archaeological data.

## Geomorphology And Stratigraphy

The electrical conductivity map provided information regarding the extent and thickness of clayey sediment in the basin, revealing that it is limited to a sub-circular irregular 100 m radius depression (blue and yellow areas in Fig 1E), and that some scattered spots in the central area have thicker clay accumulation (dark blue areas). The magnetic pseudo-section provides a good indication of the shape of the sedimentary infill and the underlying basaltic bedrock, showing an irregular and dissymmetric bottom of the basin, with a maximum depth reaching 2 m (Fig 1G). The 29 stratigraphic logs distributed in the surveyed trenches (Fig 1D) allowed a detailed characterization of the sedimentary infilling of the depression, which was divided into 12 Stratigraphic Units (Table 2). The more complete sequences were Log 8 (equivalent to the published core extracted in 2012) and Log 4 (Fig 2f and 2g) and hence these were the subject of the highest resolution dating. An additional 15 logs from trench 1 were used to document a 195 m long stratigraphic section which crosses the depression center, including only key archaeological structures for reasons of stratigraphic clarity (Fig 3).

The fill is generally clayey, and ranges in thickness from 30-40 cm at the periphery to 2 m in the deeper sectors of the central part of the basin; the lateral variability is pronounced and sharp due to the undulating bedrock bottom. In the NW sector the natural stratigraphy is well preserved, whereas in the SE sector several successive backfill layers separated by La Tène archaeological levels appear directly in contact with the bedrock. The sedimentary sequence systematically thins from the inner to external parts of the depression (Table 2, Fig 3) and is accompanied by a very gradual lateral change of facies (SU 4 and 5), likely related to the frequency of palaeoflooding and the resulting hydromorphic gradient.

Focusing on stratigraphic particularities, results mainly concern the relationship between SU4, SU3 and pits. First, elevations of the top of SU 4a and 4b are higher around each pit or group of pits (forming small mounds surrounding pits, SU 4a1) than in inter-pits zones, which can only be the result of an irregularity in the palaeosurface that is probably anthropogenic in nature (Fig 2d and 2e). Second, there is a complete lack of stratigraphic contact between SU3 and pits filling: SU3 never covers pits and is never cross-cut by the pits (Table 2, Fig 2c, 2d, 2e). Furthermore, SU3 is predominately found in low-areas of the very irregular top SU4 topographic surface (Fig 2d, 2e). Third, SU4 and SU3 are both clayey sediment, but SU3 can be differentiated on the basis of its sand and gravel content, vertic characteristics and extremely irregular distribution and thickness. This indicates increased detritism, seasonal shrink-swell processes and probable truncation of the top of SU3 (Table 2). Finally, SU3, SU4 and the pits are systematically truncated suggesting that a phase of erosion or levelling works occurred before SU2 was deposited (Fig 2c, 2d, 2e).

**Table 2.** Synthetic natural and archaeological stratigraphy of the Lac-du-Puy excavation area. Depths in cm are indicative.

Stratigraphic Unit (SU)	Depth (cm)	Pedo/ Lithofacies	Description		
SU1	0-30	Modern topsoil/Plow zone	Dark brown (10 YR 3/2) clay loam distributed over all the excavation area with constant thickness around 30 cm. Scattered basaltic fragments from granules to coarse gravels. Frequent pottery fragments (mainly amphorae type Dressel 1). Blocky to prismatic structure, sometimes crumbly. Surficial cracks in summer dry periods.		
<i>La Tène D2B to Gallo-Roman (50/40-30 BC) archaeological structures</i>					
SU2	30-45	General anthropogenic backfill	Dark brown clay loam (10 YR 3/2) distributed all over the excavation area with constant thickness around 15 cm. Scattered basaltic particles from granules to coarse gravels. Many <i>amphorae</i> fragments (Dressel 1). Blocky/prismatic structure, sometimes crumbly. Frequent brown-orange oxidation mottles.		
<i>La Tène D2A (80/70-50/40 BC) archaeological structures</i>					
SU A1-A2	Variable	Local anthropogenic backfill	Mainly dark brown (10 YR 3/1 to 2/1) clay loam with common heterometric basaltic inclusions from granules to small blocks, macrocharcoals and scattered pottery (La Tène D). Granular to blocky, sometimes prismatic structure. Present mainly in peripheral areas of the depression (south and west).		
<i>La Tène D1B (100/90-80/70 BC) archaeological structures</i>					
SU3	45-70 approx.	Palaeo-vertisol type	Very dark grey to black (10 YR 2,5/1) clay, including basaltic particles from fine sand to granules, rarely gravels, and prismatic structure with slickensides-like features. No archaeological material. Very irregular distribution and thickness (0-20 cm) within the depression, lacking lateral continuity. The unit has probably its upper part truncated before SU2 deposition.		
<i>Late Bronze Age 3 archaeological structures (950-800 BC)</i>					
SU4a, 4a1, 4b	70-115 approx.	Palaeo-gleysol	<b>4a/4a1-center of the depression</b>		<b>4b-peripheral areas</b>
			Olive grey (5 Y 4/2) massive heavy clay, few small orange oxydation mottles at the top. Rarely quartz gravels. Homogeneous distribution within the lowest part of the depression, in lateral transition with 4b. Bioturbation (roots) and irregular palaeotopography with small mounds (4a1)		Dark grey to brown (2,5 Y 3/2 to 3/1) clay loam, with few basaltic granules to gravels, scattered pottery fragments (Late Bronze Age) and few small orange oxydation mottles. Replaces laterally 4a in peripheral parts of the depression. Massive to blocky structure. Irregular palaeotopography.
<i>Early/Middle Neolithic scattered remains</i>					
SU5a, 5b, 5c	115-130 approx.	Palaeo-regosol	<b>5a-center of the depression</b>		<b>5b-peripheral areas</b>
			Greyish to greenish brown (10 YR 3/1 to 2,5 Y 3,5/2) sandy clay, with abundant weathered subrounded basaltic granules (white mottles or orange oxydation mottles), few gravels and small blocks, sometimes quartz gravels. Bioturbation (rootlets).		Dark brown (10 YR 3/1 to 3/2) sandy loam, with many basaltic sub-rounded granules and sparse angular gravels. Some orange oxydation mottles. Replaces laterally 5b.
SU6a	130-145 approx.	Grey clay with scoria	Dark grey (10 YR 4,5/1) clayey silt with many sub-rounded inclusions of scoria (sand to gravels, 10 R 3/3) more or less disaggregated. Appears in discontinuous areas in central and peripheral parts of the depression.		
6b	145-?	Scoria breccia with interstitial clay	Dark grey (10 YR 4,5/1) clayey silt, with abundant sub-rounded and heterometric inclusions of scoria (gravels to cobbles, 10 YR 3/3) more or less disaggregated and increasing to the bottom, until forming a scoriaceous breccia with hardened clay matrix. Appears in discontinuous areas, in the lower parts of the bedrock in central parts of the depression.		
<b>Weathered Basaltic rock (WB)</b>	Variable	Alteration front	More or less weathered bedrock, from unaltered basalt in external areas, to well-developed and thick alteration front in central areas of the depression.		
<b>Basaltic Bedrock (BAS)</b>	Variable	Massive basaltic bedrock	Solid basaltic rock (basanite) representing the top of a lava flow with columnar disjunction.		

## 5. DISCUSSION

The archaeological, radiocarbon and stratigraphic data allowed the construction of a robust chronostratigraphic framework for the natural stratigraphy. SU 6b and 6a are not directly dated, but on the basis of their stratigraphic position and their pollen assemblages (Ledger et al., 2015), they likely date from the Early Neolithic (c. 5000 B.C.E.). Units 5a, b and c are dated to the Early/Middle Neolithic transition by two radiocarbon dates from the archaeological structure (Table 1 dates n°12 and 13, 4545-4394 cal. B.C.E.). Units 4a and b cover at least the period from approximately the Early Bronze Age (c. 1900-1600 cal. B.C.E.) to the end of the LBA (c. 800 cal. B.C.E.). SU 3 deposition takes place from between 490-366 cal. B.C.E. to between 50-40 cal. B.C.E. Finally, SU 2 is dated by archaeological artefacts (ceramic) between 50 and 30 B.C.E. The pedo-sedimentary characteristics and the generally low sedimentation rate of the sequence suggest that it is a succession of more or less cumulo-hydromorphic palaeo-soils, including archaeological levels and phases of low sedimentation (or maybe hiatuses), rather than a classical lacustrine sedimentary sequence (Table 1).

With regards to archaeological structures, surveyed trenches and geophysical maps show that a quasi perfect correlation exists between the pits implantation and the spatial extent of the clay basin (Fig 1E). Archeological and ethnographic studies suggest that storage pits are often placed in function of the presence of loose and thick sediment, with a preference for impermeable clays which offer important storage advantages, in spite of the associated humid conditions (Sigaut, 1978; Hill, Lacey, & Reynolds, 1983; Reynolds, 1988; Miret i Mestre, 2009). On the basis of the spatial pattern of the pit distributions, which was visible in surveyed trenches after topsoil stripping (see Fig 2a), we estimate there are likely to be several hundreds, maybe a thousand, across the Lac-du-Puy basin. The narrow arrangement of the pits with rare overlap between them suggests a high degree of synchronicity and their probable excavation in a relatively short length of time, perhaps decades.

The five dates from the dark lining at the base of the pits provided Early/Middle Neolithic ages, and are clearly too ancient to be consistent with stratigraphic evidence and age of the fill (see Fig 2b, 2c, 2d, 2e and Table 1 date n°15). This is probably because the bases of pits were systematically excavated through SU 5 before reaching bedrock or SU 6a/b, and therefore the bulk or micro-charcoal samples from the dark lining at the base of pits date the age of SU 5. <sup>14</sup>C assays on macro-charcoals from the small excavated structure opened in SU 5 stratigraphically below a pit (Table 1 date n°12 and n°13, Fig 2c) provided the same Neolithic age as the pits. However this structure cannot be contemporaneous with the pits, as the only date obtained from the pit fill provides a much younger age (Table 1 date n°15, Fig 2c). This date is also inconsistent with stratigraphic evidence (Fig 2b), but could be explained by the fact that this kind of structure was usually backfilled when a new neighbouring structure was excavated. Sediments from the new pit were then likely used to fill the abandoned pit, and logically provide a bulk age sensibly similar to the obtained dates from SU 4 sediments in logs 4 and 8 (see Fig 2c, 2f, and 2g).

These results make it clear that the pits, in absence of pottery or charred material at the base, cannot be directly dated by radiocarbon on bulk samples. This prevents their dating more precisely than the TPQ and TAQ provided by archaeostratigraphic evidence: pits are excavated through a well-dated LBA 3 archaeological soil (950-800 B.C.E., Fig 2b) and are all covered by structures or archaeological soils from La Tène D2b to Gallo-Roman (SU2, 50/40-30 B.C.E., Fig 2c and 2d), except in a single instance where a pit is covered by a La Tène D1B archaeological soil (100/90-80/70 B.C.E., Fig 2e).

Given the site size and the archaeological importance of this group of pit structures, we attempted to further refine the relative chronology of the pits on the basis of stratigraphic evidence in order to associate them with one of the archaeological occupations of the site. The discontinuous nature of the log-based stratigraphic data and the lack of a unique exposure containing all the archaeological and stratigraphic information required us to construct a stratigraphic synthesis (Fig 2h). This synthesis led us to the chrono-stratigraphic interpretation presented below as the most likely. The well-dated SUs (4a and 3) were used to achieve this, despite the lack of direct stratigraphic relationships between SU 3 and pits, which is interpreted as a consequence of subsequent soil truncation. The very uneven palaeotopography of the top of SU 4a, with small mounds (SU 4a1) around each pit and depressions between them, suggests that these mounds are minor earthworks constructed immediately after the excavation of pits in the clayey SU4 layer (Fig 2c, 2d and 2e).

This microrelief (SU 4a1) could be interpreted as the truncated remains of a rim or a “neck” around the upper part of the pits (Fig 2c, 2d, 2e and 2h), probably built using the clay extracted during the excavation of the pits (SU 4a). This morphology was observed in approximately 10% of the pits – despite their truncation and post-depositional erosion – and has been documented in storage pits in anthropological studies (Sigaut, 1978; Miret i Mestre, 2009) and on archaeological sites such as *Danebury Ring* (U.K.), which were also systematically truncated (Cunliffe, 1984, 2013; Cunliffe & Poole, 1991). As a consequence the excavation of the pits can, with some certainty, be assumed to have been contemporary with the surface of SU 4a or slightly posterior, but in any case prior to SU 3 which fossilized this palaeotopography after the structures were abandoned (Fig 2h). SU3 deposition occurred across the basin, but preferentially in the lower areas of SU 4 palaeotopography between pits. Finally, after a general truncation of the top of SU3 and the majority of the pits necks, SU2 deposition occurred across the entire basin (Fig 2h). Therefore, the pits were likely excavated sometime between the dates n°3 (819-755 cal. B.C.E.) and n°10 (490-366 cal. B.C.E.).

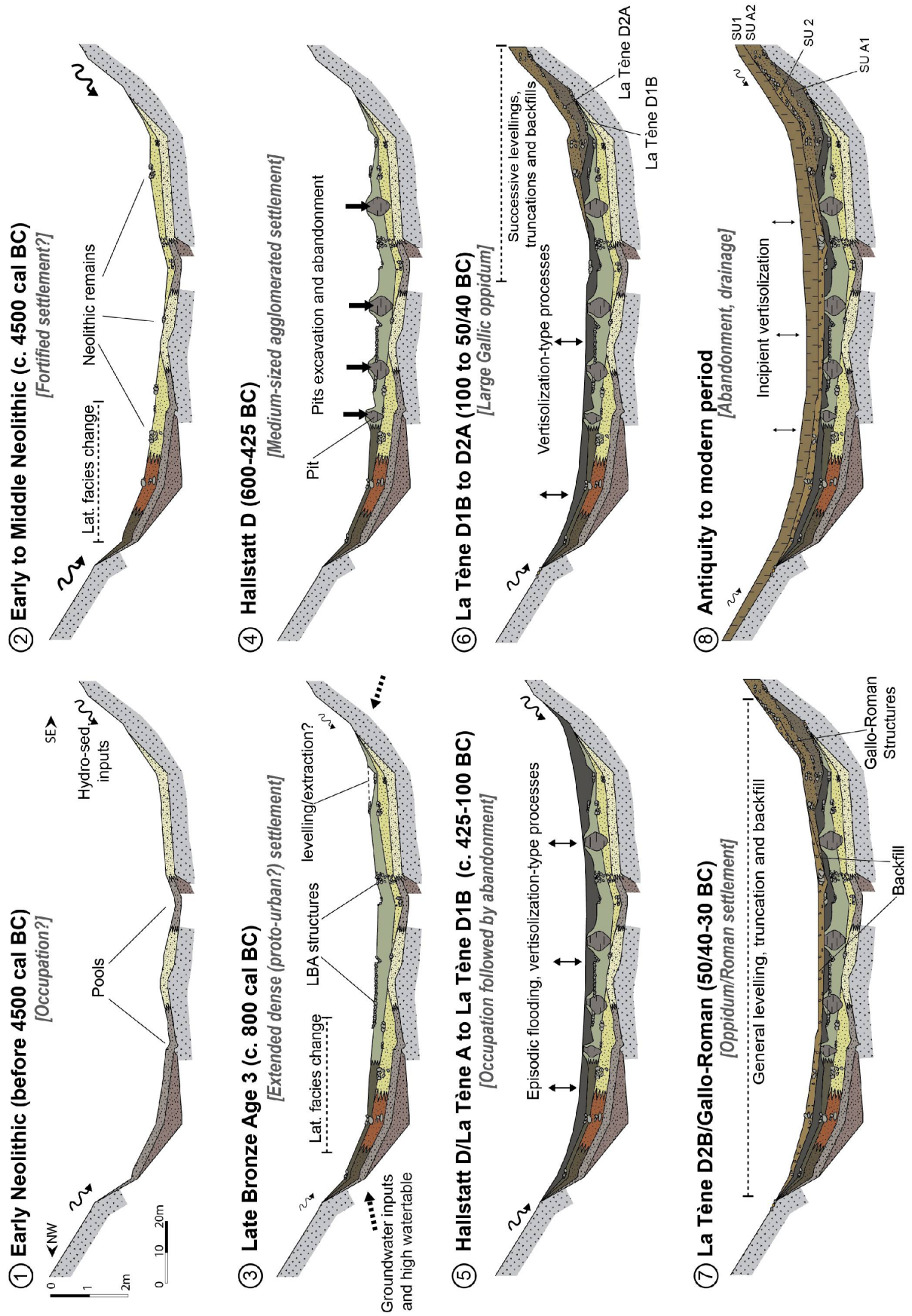
On the basis of the existing archaeological chronology for Corent the only two periods of major settlement within this timeframe are a LBA settlement and a Hallstatt settlement (Milcent, Chassan, et al., 2014; Milcent, Poux, et al., 2014). However the hypothesis of a LBA 3 age is unlikely because of the stratigraphic evidence of pits excavated through the LBA levels and the complete lack of ceramic remains in the base of the pits, while they are frequent in neighbouring Late Bronze Age archaeological levels. For this reason the excavation of the pits is probably related to the Hallstatt D1-2 agglomerated settlement attested on the volcanic plateau at ~600-550 B.C.E. (Milcent, Poux, et al., 2014), albeit an association with a little occupation of the Hallstatt D3-La Tène A1 (510-425 B.C.E.) is also possible.

The absence of ceramic material in the base of the pits is also more coherent with a medium-size and distant occupation (Hallstatt D settlements) than with bigger and material-rich occupations surrounding the basin, such as the LBA 3 and La Tène D2 occupations (Fig 1C). This Hallstatt chronological hypothesis is not surprising considering that this kind of storage techniques was commonplace in this period (Gransar, 2000) as attested by examples in Western Europe, especially in or near hillforts (e.g. Pons, 2002; Cunliffe, 2013). This unusually large grouping of storage pits in an open area, close to a relatively important Hallstatt proto-urban settlement (Milcent, Poux, et al., 2014) implies an increased storage capacity suggesting agricultural surplus. This pattern has sometimes been interpreted as a consequence of a short climatic optimum during the First Iron Age, but is more likely linked to socio-economic changes. Increasing centralization, long distance

commerce and proto-urbanization is also observed in other sites in central France (Gransar, 2000; Milcent, 2012), alongside evidence of contact with Mediterranean world (Milcent, 2013) where similar patterns are noted for the period (Buxô & Pons, 1999; Pons, 2002). The abundant storage pits at Corent can therefore be interpreted as a marker of the emergence of proto-urban activity outside of the Mediterranean world, aborted towards the end of the first Iron Age.

On the basis of chronostratigraphic evidence, we propose the following reconstruction of the main evolution phases of the basin from the Early Neolithic to Late Antiquity and modern period (Figure 3), that is coherent with the palynological data (Ledger et al., 2015) : (1) In the oldest sedimentary phase, probably during the Early Neolithic, the basin was irregular with some sparse pools where sedimentary inputs concentrated in more or less intense runoff episodes, carrying scoria and clays from the volcanic cone. (2) In the transition from Early to Middle Neolithic (c. 4500 cal. B.C.E.) detrital inputs leveled the bottom of the basin and were probably associated with an oscillating water table as suggested by the lateral facies change between SU 5a, b and c. This increased erosion could be connected with the Neolithic forest clearing on the plateau suggested in palynological data (Ledger et al., 2015). Scattered archaeological remains at the top of this level are indicative of human activity and soils stability at the end of this phase, probably related to the Middle Neolithic occupation of Corent (fortified settlement). (3) The period between the middle Neolithic and the Early Bronze Age is difficult to interpret due to the low chronological resolution of this part of the sedimentary sequence. This may be related to a declining sedimentation rate or even a sedimentary hiatus. Palynological data clearly illustrate continuity in the vegetation dynamics for this period, suggesting a slow sedimentation rate rather than a long hiatus (Ledger et al., 2015). In the Early Bronze Age (after c. 1900-1600 cal. B.C.E.) a new sedimentary phase began, associated with low-energy inputs and a permanently high water table (gleysol development). This phase was interrupted c. 800 cal. B.C.E., where an archaeological soil in the depression shows human occupation associated with the Corent LBA 3 settlement. Between c. 800 cal. B.C.E. and 5<sup>th</sup> c. B.C.E. (dates 3 and 9-10 on Table 2) sedimentation ceased.

This sedimentary *hiatus* could be related to a contemporary stability and soil genesis phase in the plateau well documented in annual excavations (Milcent, Poux, et al., 2014). (4) Probably between 600 and 425 cal. B.C.E. a large number of storage pits were excavated in the basin with consequent relief and surface disturbance. (5) After the abandonment and filling of pits, external sedimentary inputs occurred again during ephemeral and episodic flooding, partially or totally fossilizing the previous topography and causing a vertisol-type functioning. These processes can be interpreted as the hydro-sedimentary reaction to the previous anthropogenic disturbance of the basin. (6) Between 100/90 B.C.E. and 50/40 B.C.E. at least two phases of soil levelling, backfill and occupation occurred in the southern part of the basin, whereas SU3 was still in deposition in central parts of the depression. (7) Between 50/40 and 30 B.C.E. (from La Tène D2B to Gallo-Roman period) the whole basin was levelled, backfilled and probably drained, partly truncating and fossilizing the pre-existing vertisol. (8) Finally, from Antiquity to Modern Period, a slow sedimentation gradually covered the antique backfill forming a topsoil with incipient vertic characteristics, and drainage works were performed in undetermined recent period.



**Figure 3.** Main pedo-sedimentary phases of the Lac-du-Puy evolution between early Neolithic and modern period. For SU colors, see Fig 2.



This reconstruction provides an insight to the evolution of socio-environmental interactions from the Early Neolithic to the Late Antiquity in an unusual intra-urban context. These interactions are characterized by different land uses, resources exploitation and impacts in the palustrine system, and appear to be the main driver of changing conditions in the basin. Neolithic sedimentary impacts, linked to a typical pattern of forest clearance and cultivation, are followed by a long period of low-energy hydrosedimentary dynamics. This phase can be interpreted as a system recovery, suggesting a non-linear but nevertheless progressive anthropogenic forcing. Major impacts in the systems evolution occur from as early as the first Iron Age in association with proto-urbanization, represented by the excavation of around 1,000 storage pits in the basin that resulted in major changes on its hydrosedimentary dynamics. These changes caused the shift of the Lac du Puy to an anthroposystem well before the impacts of the Late Iron Age Gallic oppidum.

## 6. CONCLUSION

This work presented the initial results of a geoarchaeological survey of the Lac-du-Puy basin, an unusual intra-urban wetland with a valuable sedimentary record covering 5000 years of human activity including settlements and proto-urban episodes of the first millennium B.C.E. Despite a complex, discontinuous and sometimes highly disturbed or even absent stratigraphy, the sedimentary archives allowed us to build a robust chronostratigraphic framework and to reconstruct the main evolution phases of this small depression from the Early Neolithic to the Gallo-Roman period. The unexpected find of a large number of Iron Age pits probably used for storage was a major discovery but complicated interpretation, owing to difficulties associated with direct dating and wide time-range provided by the stratigraphy. Nevertheless, the chronostratigraphical approach developed in this work allowed the identification and dating of the effects of post-depositional processes on these Iron Age pit structures and associated sediments. This detailed analysis led us to confidently propose, on the basis of the available data, that these structures are associated with the Early Iron Age Hallstatt D settlements of Coirent (600-425 B.C.E.). Moreover, these abundant storage pits are also a local evidence of a short and early phase of socio-economic changes and emerging proto-urbanization processes outside the Mediterranean world, centuries before the well known *oppida* period at the end of the Iron Age, providing a new insight into the diffusion of proto-urbanization in Western Europe during the first millennium B.C.E.

This geoarchaeological study was also the first attempt to document the human-environment interactions which were likely the main driver of changing pedo-sedimentary and hydrological conditions during the last 5 millennia in the Lac-du-Puy basin. Especially in the first millennium B.C.E., the geoarchaeological data suggest abruptly changing conditions in this wetland in response to changes of use and growing anthropogenic impact linked to storage pits excavation, and more generally proto-urbanization, culminating with its total backfill in the Gallo-roman period.

These preliminary interpretations will be followed by additional investigations and analysis such as grain-size analysis, micromorphology or geochemistry, to truly understand the complex trajectory of the human-environment interaction in this intra-urban wetland, a privileged mirror of the proto-urbanization processes and the associated anthropogenic forcing on soils during the first millennium B.C.E.

## 7. ACKNOWLEDGEMENTS

This work is under the AYPONA project funded by the *Conseil Régional d'Auvergne* (France), the *Service Régional d'Archéologie d'Auvergne*, the *Maison des Sciences de l'Homme de Clermont-Ferrand*, and the University Lyon 2 (*Projet BQR Lyon 2*, dir. M. Poux and J-F. Berger). The authors are grateful to LUERN association, which provided logistic assistance, to the full team of Corent annual excavation, and to the landowners Mme. Mioche and M. Rodriguez. We want also to thank Julien Guillemoteau and Mathias Pareilh-Peyrou for the geophysical prospections, and Pierre Boivin, Yann Deberge, Josep Miret i Mestre and Enriqueta Pons for the valuable discussions. Finally, we express sincere thanks to the anonymous reviewers for their remarks and critical reading of the manuscript.

## 8. REFERENCES

- B.R.G.M. (2015). Carte Géologique de la France à 1:50000, feuille 765 (Massiac).
- Bernigaud, N., Berger, J.-F., Bouby, L., Delhon, C., & Latour-Argant, C. (2014). Ancient canals in the valley of Bourgoin-La Verpillière (France, Isère): morphological and geoarchaeological studies of irrigation systems from the Iron Age to the Early Middle Ages (8th century bc–6th century ad). *Water History*, 6, 73–93.
- Butzer, K. W. (2008). Challenges for a cross-disciplinary geoarchaeology: The intersection between environmental history and geomorphology. *Geomorphology*, 101, 402–411.
- Buxó, R., & Pons, E. (1999). Els productes alimentaris d'origen vegetal a l'adat del ferro de l'Europa occidental : de la producció al consum. Girona: Museo d'Arqueologia de Catalunya.
- Cunliffe, B. (1984). Danebury an Iron Age Hillfort in Hampshire Vol1 the excavations 1969-1978: the site. CBA research report n° 52a. London: Council for British Archaeology.
- Cunliffe, B. (2013). Iron Age Grain Storage Pits – Danebury Ring Hillfort.
- Cunliffe, B., & Poole, C. (1991). Danebury an Iron Age Hillfort in Hampshire Vol 4 The excavations 1979-1988: the finds. CBA Research Report n° 73a. London: Council for British Archaeology.
- Dotterweich, M. (2013). The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation—A global synopsis. *Geomorphology*, 201, 1–34.
- Ellis, E. C., Kaplan, J. O., Fuller, D. Q., Vavrus, S., Klein Goldewijk, K., & Verburg, P. H. (2013). Used planet: A global history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 7978–7985.
- Fernández-götz, M., Wendling, H., & Winger, K. (2014). Paths to complexity. Centralisation and Urbanisation in Iron Age Europe. Oxford & Philadelphia: Oxbow Books.
- Gransar, F. (2000). Le stockage alimentaire sur les établissements ruraux de l'âge du Fer en France septentrionale : complémentarité des structures et tendances évolutives. In *Les installations agricoles de l'âge du Fer en France septentrionale, Études d'Histoire et d'Archéologie* (Vol. 6, pp. 277–297).
- Greffier, G., & Restituto, J. (1980). Aspects géomorphologiques et stabilité des versants au sud de Clermont-Ferrand. *Bulletin de liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 107, 17–26.
- Guichard, V. (1991). Puy de Corent (Puy-de-Dôme) rapport de prospection et sondages.
- Guichard, V. (1997). Les amphores. Lavendhomme, Guichard. Rodumna, le village gaulois. Paris.
- Guillemoteau, J., Simon, F.-X., Lück, E., & Tronicke, J. (2016). 1D sequential inversion of portable multi-configuration electromagnetic induction data. *Near Surface Geophysics*, 411–420.
- Hill, R. ., Lacey, J., & Reynolds, P. J. (1983). Storage of barley grain in Iron Age type underground pits. *J. stored Prod. Res.*, 19, 163–171.
- Lang, A., Niller, H.-P., & Rind, M. M. (2003). Land degradation in Bronze Age Germany: Archaeological,

- pedological, and chronometrical evidence from a hilltop settlement on the Frauenberg, Niederbayern. *Geoarchaeology*, 18, 757–778.
- Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Breheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., & Arnaud, F. (2013). 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). *The Holocene*, 23, 1317–1328.
- Ledger, P. M., Edwards, K. J., & Schofield, J. E. (2015). Taphonomy or signal sensitivity in palaeoecological investigations of Norse landnam in Vatnahverfi, southern Greenland? *Boreas*, 44, 197–215.
- Ledger, P. M., Miras, Y., Poux, M., & Milcent, P. Y. (2015). The palaeoenvironmental impact of prehistoric settlement and proto-historic urbanism: tracing the emergence of the oppidum of corent, auvergne, france. *PLoS one*, 10, e0121517.
- Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, 65–79.
- Martin-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Pilar Mata, M., Gonzalez-Samperiz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V., Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Mata, M. P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., & Stefanova, V. (2008). Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: The Zoñar Lake record, Córdoba. *Holocene*, 18, 907–921.
- Mele, M., Cremaschi, M., Giudici, M., Lozej, A., Pizzi, C., & Bassi, A. (2013). The Terramare and the surrounding hydraulic structures: A geophysical survey of the Santa Rosa site at Poviglio (Bronze Age, northern Italy). *Journal of Archaeological Science*, 40, 4648–4662.
- Milcent, P.-Y. (2007). Bourges-Avaricum, un centre proto-urbain celtique du Ve siècle av. J.-C. Les fouilles du quartier Saint-Martin-des-Champs et les découvertes des Etablissements militaires. (P.-Y. Milcent, Ed.) (Coll. Bitu.). Bourges: Service d'archéologie Municipale, UMR 5608.
- Milcent, P.-Y. (2012). Résidences aristocratiques et expérience urbaine hallstattiennes en France (VIe–Ve siècle av.J.-C.). In *La question de la proto-urbanisation à l'âge du Fer*.
- Milcent, P.-Y., Chassan, N., Mader, S., Saint-Sever, G., & Tramon, A. (2014). Les occupations de l'âge du Bronze du plateau de Corent (Auvergne, Puy-de-Dôme) : résultats des campagnes de fouille 2010-2013. *Bulletin APRAB*, 12, 89–94.
- Milcent, P.-Y., Poux, M., Mader, S., Torres, M., & Tramon, A. (2014). Une agglomération de hauteur autour de 600 a.C. en Gaule centrale : Corent (Auvergne). *Transalpinare*, 181–204.
- Milcent, P. Y. (2013). Présence de Gaulois du Midi en Auvergne vers 600 avant J.-C. : les fibules méditerranéennes de Corent. *Collection Archéologie de Montpellier Agglomération*, 398.
- Miret i Mestre, J. (2009). Systèmes traditionnels de conservation des aliments dans fosses et silos. Une vision multidisciplinaire.
- Miret i Mestre, J. (2015). Trous, Silos et autres. *Catalogue des structures préhistoriques d'Europe*.
- Nehlig, P., Boivin, P., De Goër, A., Mergoïl, J., Sustrac, G., & Thiéblemont, D. (2003). Les volcans du Massif central. *Géologues (sp. issue)*, 1–41.
- Notebaert, B., Berger, J.-F., & Brochier, J. L. (2014). Characterization and quantification of Holocene colluvial and alluvial sediments in the Valdaine Region (southern France). *The Holocene*, 24, 1320–1335.
- Pons, E. (2002). Mas Castellar de Pontós (alt Empordá) Un complex arqueològic d'època ibèrica (Excavacions 1990-1998). (E. Pons, Ed.). Girona: Museo d'Arqueologia de Catalunya.
- Poux, M. (2012). *Corent, Voyage au coeur d'une ville gauloise*. Paris: Editions Errance.
- Poux, M., Milcent, P., Pranyies, A., Lauranson, R., Dubreu, N., Chorin, A., Evrard, M., Hemard, C., Mader, S., Philibeaux, R., Tramon, A., Valfort, P., Duchamp, H., Demierre, M., Crausza, A., & Gruel, K. (2016). *Corent, Rapport de fouille programmée 2015*.

Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Haflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.

Reynolds, P. J. (1988). Pit technology in the Iron Age. *British Archaeology*.

Sigaut, F. (1978). Les réserves de grains à long terme. Techniques de conservation et fonctions sociales dans l'histoire. Lille III: Editions MSH.

Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., & Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791–1828.



V

**ANALYSES GÉOARCHÉOLOGIQUES MULTI-PROXY DE LA SÉQUENCE  
PÉDOSÉDIMENTAIRE DU LAC DU PUY DE CORENT**



# CHAPITRE V

---

## *Analyses géoarchéologiques multi-proxy de la séquence pédosédimentaire du Lac du Puy de Corent*

### **1-Introduction**

Le chapitre précédent a abouti à une caractérisation stratigraphique générale de la cuvette du Lac du Puy au moyen d'une approche géoarchéologique, fondée essentiellement sur des données de terrain. Il a également permis d'établir un cadre chronologique robuste basé sur des datations radiocarbone qui était indispensable avant d'aborder des analyses plus approfondies. En outre, ces résultats ont fourni des premiers éléments pour la discussion des interactions socio-environnementales sur le long terme à Corent, et spécialement des relations avec les processus de proto-urbanisation du premier millénaire BCE. L'évolution paléoenvironnementale paraît principalement guidée par les différents impacts anthropiques sur le système palustre. Ces impacts induits par des modalités changeantes d'exploitation du bassin semblent suivre une trajectoire de forçage non linéaire mais progressive menant finalement à son anthropisation totale (Mayoral et al., 2018). Cependant le potentiel paléoenvironnemental de la cuvette restait en grande partie à exploiter, puisque seule l'étude palynologique avait été complétée (Ledger et al., 2015). Ce chapitre s'attachera donc à l'analyse géoarchéologique des archives sédimentaires du Lac du Puy.

Une fois le contexte stratigraphique et archéologique ainsi que les possibles processus post-dépositionnels maîtrisés (cf. chapitre précédent), l'analyse multi-proxys est focalisée sur la séquence sédimentaire naturelle de la cuvette. L'intégration des résultats aux données paléoenvironnementales, démarche dont l'efficacité est attestée (Davidson & Carter, 1998 ; Richard I Macphail & Cruise, 2001 ; Kooistra & Kooistra, 2003 ; Sageidet, 2013 ; J. F. Berger et al., 2016), permettra de discuter finement les interactions socio-environnementales dans cette cuvette, du Néolithique à la romanisation.

Le travail de terrain (2015) a permis un échantillonnage très abondant et systématique de la stratigraphie de la cuvette, dans la séquence naturelle ainsi que dans les différentes structures en creux. L'ensemble de ces données ont été présentées dans un rapport de fouille exhaustif au SRA Auvergne (Mayoral & Depreux, 2017), et sont résumées pour l'essentiel dans le chapitre précédent.

Les analyses des échantillons intra-structures, dont le nombre était inattendu, relèvent d'une problématique purement géoarchéologique et ne sont pas présentées dans cette thèse. Elles feront l'objet d'études multi-proxys complémentaires dans les années à venir pour tenter de pallier le manque de résultats carpologiques et anthracologiques dans les structures en creux.

Les différentes analyses ont été réalisées sur la carotte COR13-4 obtenue en 2013 dans le cadre du programme AYPONA, représentative de la séquence naturelle-type du bassin du Lac du Puy (cf. chapitre précédent). Ceci a permis de corréler directement les analyses géoarchéologiques avec



l'étude palynologique et de pouvoir bénéficier du modèle d'âge-profondeur déjà construit (Ledger et al., 2015). Une deuxième carotte dénommée COR13-2, également bien représentative de la séquence sédimentaire naturelle, a été utilisée pour confirmer le signal XRF de la carotte principale (Fig. 5.1-D et E). Les deux carottes ont été prélevées dans des secteurs de la cuvette où le remplissage argileux est relativement important afin de travailler sur des séquences le plus dilatées possible (Guillemoteau et al., 2016 ; Mayoral & Depreux, 2017).

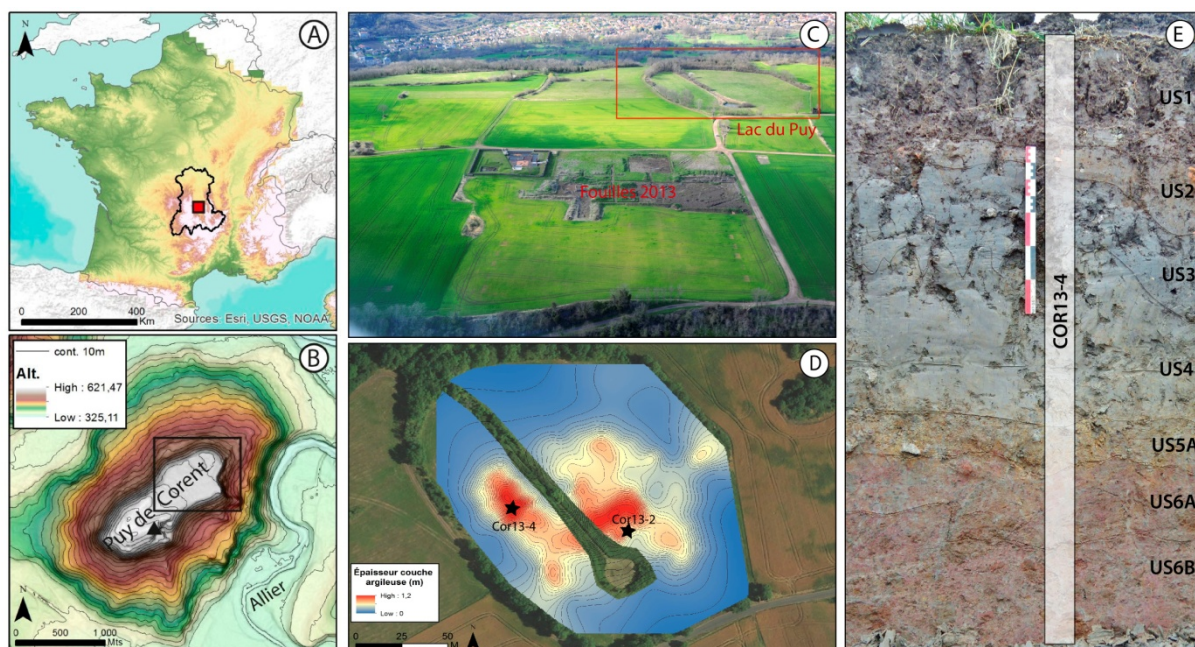


Figure 5- 1. A, B : Localisation du site d'étude. C : Localisation de la cuvette du Lac du Puy par rapport au site archéologique (fouille 2013, cliché B. Dousteysier). D : Modélisation de l'épaisseur du remplissage argileux de la cuvette (Mayoral & Depreux, 2017) et situation des deux carottes étudiées. E : Coupe correspondant exactement à la carotte COR13-4.

Les analyses reposent en bonne partie sur l'étude micromorphologique de la séquence pédo-sédimentaire, indispensable pour déchiffrer et interpréter des palimpsestes sédimentaires complexes (Fedoroff & Courty, 2002 ; Targulian & Goryachkin, 2004 ; Schwartz, 2012). Ont également été employées la géochimie par *core-scanner* XRF (*X-Ray Fluorescence*) et la susceptibilité magnétique (SM), dont l'utilité pour les études paléoenvironnementales a été prouvée en contexte lacustre mais aussi alluvial (e.g. Bajard et al., 2016 ; Turner, Jones, Brewer, Macklin, & Rassner, 2015). Certaines analyses sédimentologiques classiques telles que l'analyse granulométrique ou la perte au feu n'ont pas pu être réalisées, du fait du manque de matière dans la carotte après l'étude micromorphologique et palynologique. Cependant cette absence est largement compensée par les informations fournies par la chimie, la susceptibilité magnétique et la micromorphologie, ainsi que par la description détaillée de terrain et en laboratoire. Le modèle d'âge-profondeur proposé dans l'étude palynologique (Ledger et al., 2015), qui était imprécis pour les périodes les plus anciennes et partiellement inconsistant avec le jeu de dates Néolithique Ancien/Moyen obtenues postérieurement (cf. chapitre précédent), a pu être affiné et discuté à la lumière de ces nouvelles datations.

Ce chapitre présente dans un premier temps les résultats de cette réinterprétation du modèle d'âge de la carotte COR13-4 afin de raffiner le cadre chronologique et de le rendre cohérent avec l'ensemble des données radiocarbone. Suivent les résultats de l'analyse micromorphologique et

géochimique. Finalement, l'ensemble des résultats obtenus sont synthétisés et mis en relation avec les données palynologiques déjà existantes, puis discutées chronologiquement par rapport aux données archéologiques du site.

## **2-Matériels et Méthodes**

### **2.1-Datations et Modèle d'Age-Profondeur**

Les datations radiocarbone AMS réalisées sur la carotte COR13-4 ont été employées pour affiner le modèle d'âge préexistant (Ledger et al., 2015). À un corpus de 6 dates directement sur la carotte se rajoutent 13 dates sur différentes unités stratigraphiques hors carotte. Ces datations sont fondamentalement sur le sédiment des US 5a, mais manquent de précision stratigraphique (cf. chapitre précédent, Table 1). Une intégration directe de l'ensemble de ces dates dans le modèle d'âge de COR13-4 était donc impossible.

La solution choisie a été d'injecter dans le modèle uniquement la date la plus récente à la cote correspondant au sommet de l'US 5a (date n° 18, cf. Table 1 chapitre précédent). Ce choix à l'avantage de limiter l'erreur potentiellement introduite dans le modèle. Un nouveau modèle d'âge a été produit de cette manière, puis confronté au modèle précédent. Les dates BP ont été calibrées en cal BC au moyen de Calib 7.0 (Stuiver & Reimer, 1993) en utilisant la courbe Intcal 13 (Reimer et al., 2013) à la fourchette 2 sigma, puis le modèle d'âge a été construit en utilisant le logiciel libre CLAM sous l'environnement R (Blaauw, 2010).

### **2.2-Étude Micromorphologique**

#### **2.2.1-Prélèvement et fabrication des lames**

L'ensemble des lames minces étudiées dans ce chapitre provient de la moitié de la carotte COR 13-4 restante après l'étude palynologique. Après le passage au *core scanner* XRF et la mesure de la Susceptibilité Magnétique ou SM (voir 2.3), la carotte a été soigneusement décrite en termes sédimentologiques et pédologiques. Cette description a été par la suite corrélée aux descriptions de la même coupe sur le terrain afin de cumuler toute l'information macroscopique possible, et d'assurer une approche multi-scalaire en maîtrisant le passage du terrain au microscope, indispensable à une bonne interprétation micromorphologique (Courty & Fedoroff, 2002).

La carotte a ensuite été découpée entre 40 et 144 cm en 10 blocs de 9 à 12,5 cm de longueur sur 7 cm de largeur, qui ont été plâtrés. Afin de combler deux hiatus sur COR13-4 deux échantillons complémentaires ont été réalisés sur une carotte courte prélevée par des moyens manuels (gouge). Cependant leur position verticale s'est avérée difficile à recalibrer avec exactitude à cause de la grande variabilité latérale de la stratigraphie.

L'ensemble des blocs a été envoyé à l'Université de Ghent (Belgique) pour la réalisation de lames minces micromorphologiques de grand format. Malheureusement la taille finale des blocs a été limitée à 8 cm de haut pour des raisons techniques, provoquant des petites pertes en haut et en bas de la plupart des lames. Cette perte mineure de continuité dans l'échantillonnage micromorphologique n'interdit cependant pas l'étude détaillée de la séquence.

### **2.2.2-Étude et description des lames. Démarche interprétative.**

Les lames minces obtenues ont été étudiées selon le même protocole de description, en se basant sur des ouvrages de référence dans les systèmes utilisés internationalement (Bullock et al., 1985 ; Stoops, 2003 ; Loaiza et al., 2015). Elles ont d'abord été étudiées au niveau macroscopique, à l'œil nu puis à l'aide d'une loupe binoculaire Leica M80 à faibles grossissements (x2.5 à x60) en lumière incidente oblique (OIL) et transmise. Ceci a permis de garder une continuité d'observation entre le mésoscopique et le microscopique, nécessaire à une bonne interprétation (Stoops, 2003). Au niveau microscopique, l'étude a été réalisée au moyen d'un microscope polarisant Leica DMLP muni de grossissements courant de x16 à x400.

Les observations au microscope polarisant ont combiné les lumière incidente oblique (OIL), lumière plane polarisée (PPL) et lumière croisée polarisée (XPL). Parfois les plaques de retard de  $\frac{1}{4}$  (ou Lumière Circulaire Polarisée-CPL) et *full-wave* ont été employées pour étudier les vides et les traits texturaux argileux (Stoops, 2003). Ponctuellement ces observations ont été complétées par des observations à x500 en lumière transmise non polarisée (Leica DM 2500M) afin d'étudier certains éléments de la micromasse. De nombreuses microphotographies ont été prises en utilisant une caméra intégrée Leica et le logiciel Leica Application Suite, qui a aussi systématiquement été utilisé pour effectuer des mesures.

L'identification des minéraux a été réalisée en utilisant des manuels de référence de pétrographie (MacKenzie & Guilford, 1980 ; MacKenzie, Donaldson, & Guilford, 1982 ; Loaiza et al., 2015) et l'altération décrite selon le manuel de référence de Delvigne (Delvigne, 1998). Les traits pédologiques, la microstructure, la micromasse et la matière organique ont été décrits en suivant les lignes de Bullock et Stoops (Bullock et al., 1985 ; Stoops, 2003). Des fiches-type de description ont été spécifiquement réalisées en adaptant un modèle standard (Loaiza et al., 2015). La description a été réalisée en termes semi-quantitatifs afin de permettre les comparaisons entre lames. L'interprétation des traits pédologiques et/ou archéologiques a fondamentalement reposé sur la bibliographie la plus récente (Stoops, Marcelino, & Mees, 2010 ; Nicosia & Stoops, 2017). Les résultats ont été refondus dans un tableau de synthèse (Annexe I).

L'interprétation de l'ensemble de la séquence pédo-sédimentaire et la restitution des évènements qui la composent a reposé sur une approche hiérarchique des traits et groupes de traits pédologiques (Fedoroff & Courty, 2002 ; Fedoroff, Courty, & Guo, 2010). Cette approche est indispensable pour décrypter des séquences pédologiques polyphasées complexes comme celle du Lac du Puy. Elle est fondée sur l'identification et la description de traits pédologiques, leur regroupement par processus, puis l'organisation en chronologie relative des uns par rapport aux

autres. L'interprétation finale a été synthétisée dans une représentation graphique, exprimant la hiérarchie des traits pédologiques et la succession de processus (Fig. 5.9).

## **2.3-Analyses chimiques et magnétiques**

### **2.3.1-Géochimie par Core-Scanner XRF**

Les carottes COR13-2 et COR13-4 ont fait l'objet d'analyses XRF au laboratoire EDYTEM de l'Université Savoie Mont-Blanc au moyen d'un *core-scanner* AVAATECH. Ce système qui fournit les teneurs relatives du sédiment en 24 éléments est devenu le standard d'analyse chimique de carottes sédimentaires (Croudace & Rothwell, 2015).

Dans notre cas l'analyse a été réalisée à une résolution de 10 mm, au moyen de 2 faisceaux à 10 Kv (éléments légers) et 30 Kv (éléments plus lourds) générés par une anode de rhodium, sur les demi-carottes propres et recouvertes d'un film ultrafin. Les intensités de chaque élément sont exprimées en coups par seconde (CPS). Les données brutes sous Excel ont été purgées de valeurs aberrantes (trous dans le sédiment, bords de carotte, etc.), puis une Analyse des Composantes Principales (ACP) a été réalisée sur les éléments avec une variabilité pertinente en utilisant XLSTAT. L'ACP permet de montrer les relations entre les différents éléments et de visualiser les caractéristiques géochimiques des principales unités sédimentaires du remplissage (Birks & Birks, 2006 ; Sabatier et al., 2010 ; Bajard et al., 2016). Sur cette base, des ratios d'éléments ont été choisis comme proxys et interprétés en fonction de l'ACP, de la stratigraphie, de la micromorphologie et de la littérature disponible. Des graphiques multi-proxys ont été ensuite élaborés en utilisant le software C2.

### **2.3.2-Susceptibilité Magnétique**

La Susceptibilité Magnétique (exprimée en SI) a été mesurée uniquement sur la carotte COR-13-4 au moyen d'une sonde Bartington MS2B (Dearing, 1999). La SM traduit la capacité d'un matériel à acquérir une aimantation sous l'effet d'un champ magnétique, et est contrôlée principalement par le type de composants ferrimagnétiques. En contexte sédimentaire ce proxy dépend le plus habituellement des apports détritiques et leurs sources ainsi que de la formation ou remobilisation de sols, entre autres (Gilbert et al., 2017). La mesure a été réalisée tous les cm sur le sédiment de la demi-carotte COR 13-4 éloignée de toute source magnétique protégé par un film plastique fin. Quatre mesures ont été réalisées à chaque cm en variant légèrement la position, puis moyennées afin de prendre en compte la variabilité du signal. Une hyper-sensibilité de la SM aux grains volcaniques très abondants dans le bas de COR13-4 (riches en magnétite) a été constatée, rendant de prime abord un signal très bruité. Pour contourner cette difficulté, une stratégie de mesure particulière a été employée : les mesures les plus basses ont été systématiquement retenues, car elles correspondent à la matrice sédimentaire fine, au lieu des valeurs extrêmes correspondant la plupart du temps à un seul grain très magnétique isolé. Ceci a permis d'obtenir une courbe plus représentative de la SM du fond matriciel du sédiment, tout en restant sensible à la variabilité de la fraction grossière.

## 3-Résultats

### 3.1-Modèle Age-Profondeur

La Figure 5.2 montre les modèles d'âge de COR13-4 avant (gauche) et après (droite) ajout de la date n° 18 (Table 1 chapitre précédent) à 118 cm. La superposition des marges de probabilité à 95% des deux modèles d'âge apparaît en gris sombre. La conséquence principale de l'ajout de la date n°18 est le vieillissement généralisé de la moitié inférieure de la carotte par rapport au modèle précédent. Cependant, ce nouveau modèle n'est pas cohérent (trop vieux) avec la dynamique de la végétation et les palynozones révélées par l'étude palynologique.

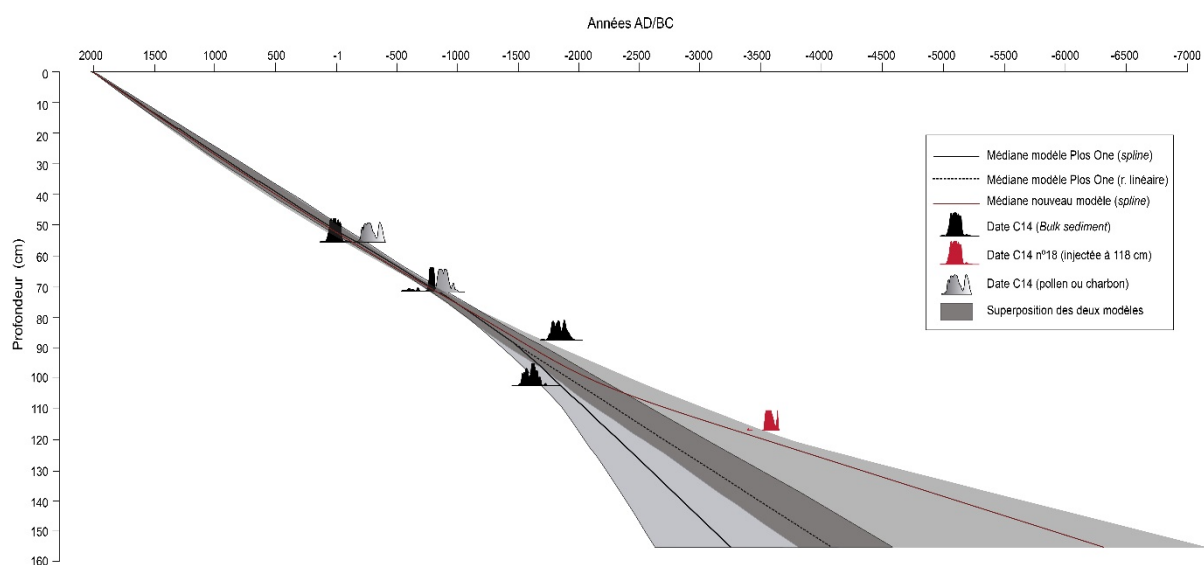


Figure 5- 2. Superposition (gris sombre) du modèle d'âge de Ledger et al. (gris clair, gauche) et du modèle d'âge intégrant une date néolithique (gris, droite). Les médianes des différents modèles sont indiquées.

Dans ces conditions, il a été jugé préférable de considérer la zone de superposition des deux modèles comme le sous-ensemble chronologique le plus correct car il est cohérent avec l'ensemble des dates radiocarbones, mais aussi cohérent avec les données palynologiques. Par ailleurs un modèle de régression linéaire (ligne pointillée sur la Fig. 5.2) avait été pris en compte lors de la réalisation du premier modèle (Ledger et al., 2015) mais avait été finalement écarté par manque de date dans la partie inférieure de la carotte. Ce modèle coïncide maintenant avec la zone de superposition des deux modèles : la prise en considération d'une date  $^{14}\text{C}$  d'un horizon néolithique a donc permis d'affiner le modèle préexistant en tranchant en faveur d'une des deux modélisations qui avaient été proposées. Cette superposition de modèles est donc le cadre chronologique utilisé dans ce chapitre pour discuter l'ensemble des données géoarchéologiques et paléoenvironnementales. En revanche, la démarche proposée n'autorise aucunement le calcul d'une médiane, donc les deux bornes de cette enveloppe à 95% de probabilité sont systématiquement utilisées.

## 3.2 Micromorphologie

### 3.2.1 Caractéristiques micromorphologiques générales

L'ensemble des lames présente une série de caractéristiques générales récurrentes dans la séquence pédosédimentaire du Lac du Puy, déterminées par les processus à l'œuvre dans la cuvette et la nature du sédiment. De manière générale, du fait de la faible accrétion et des dynamiques pédologiques (spécialement à la gleyfication et à la vertisolisation qui agissent en profondeur), on se trouve dans un cas de surimposition de traits pédologiques dans une séquence à faible accrétion (Fedoroff & Courty, 2002 ; Fedoroff, Courty, & Guo, 2010). Du fait de cette surimposition de traits, la complexité s'accroît vers le bas de la séquence.

La masse basale de toutes les unités stratigraphiques (US) est composée de matériaux d'origine purement volcanique. En effet, les sources sédimentaires sont limitées aux basaltes, basaltes scoriacés et scories présents respectivement sur la partie basse, médiane et haute du plateau de Corent (Bouiller, 1979 ; Greffier & Restituto, 1980 ; Nehlig et al., 2003 ; Mayoral et al., 2017). On retrouve dans la cuvette ces éléments lithologiques sous forme de fragments de taille variable et en proportions différentes selon l'US. Ces éléments grossiers sont en général entourés d'une abondante matrice argileuse smectitique. Ils sont considérés comme un indicateur direct de l'intensité du détritisme dans la cuvette, mais aussi de son origine (basalte pour les zones basses du plateau, basalte scoriacé et scories pour les zones médianes et hautes).

Ceci doit cependant être nuancé en considérant la topographie, le substrat et la typologie des sols. Les sols des aires sommitales scoriacées sont plus sensibles à l'érosion (Legrand, Bartoli, & Curt, 2007) et il existe une certaine connectivité hydrosédimentaire haut/bas du plateau (cf. Chapitre III, Figs. 3-2, 3-5, 3-7). Les aires sommitales scoriacées sont donc les premières à être affectées en cas de perturbation d'intensité croissante de l'ensemble du plateau. Si l'intensité de la perturbation augmente, l'érosion s'étend aux parties basses. De plus, en cas d'érosion étendue à l'ensemble du plateau, les scories ont tendance à être surreprésentées par rapport au basalte.

Par conséquent, bien qu'une prédominance nette d'éléments lithogéniques en provenance de sols basaltiques indique une source restreinte à la partie basse du plateau, le cas contraire est plus difficile à interpréter. En effet, si les éléments scoriacés dominent ceci peut être interprété comme une source de détritisme depuis le sommet du plateau. Cependant une explication plus vraisemblable implique des processus érosifs étendus à l'ensemble du plateau et une surreprésentation des éléments scoriacés du fait de leur plus grande vulnérabilité à l'érosion. Cette complexité peut seulement être interprétée au cas par cas dans la séquence du Lac du Puy, en intégrant toutes les données micromorphologiques (microstructure, traits pédologiques, matière organique, etc.) ainsi que d'autres indicateurs (géochimie p.ex.). Dans ce cortège minéral assez limité, apparaissent parfois des rares éléments allochtones tels de petits fragments de céramique, de chaille, ainsi que des petits fragments de quartz résiduels. Lorsqu'ils sont présents, ils sont considérés comme des marqueurs d'activité anthropique.

La distribution relative entre les fractions grossière/fine (g/f) de la matrice sédimentaire est en général porphyrique plus ou moins ouverte, et la limite g/f a été volontairement déterminée autour

de 20 microns, dans la mesure ou l'identification de beaucoup des composants minéraux ou traits pédologiques les plus petits est souvent difficile et incertaine sauf exception (Loiza et al., 2015).

La microstructure la plus fréquente est polyédrique subangulaire plus ou moins bien développée et ajustée, sauf pour les niveaux où la prise en masse cause l'effondrement complet de la porosité. Celle-ci se constitue de vides planaires et vides composés en proportion variable, et à l'échelle intra pédale de cavités, petits chenaux et rarement de vésicules. La micromasse est composée de smectite de couleurs claires (gris, jaune) et plus ou moins déteinte, avec rarement des parties plus brunes. Elle est ponctuée de petites particules opaques difficiles à identifier parmi lesquelles on rencontre généralement des microcharbons en abondance, des petits minéraux volcaniques opaques (magnétite entre autres) et de petits fragments organiques. La fabrique de biréfringence (BF) est généralement grano- à porostriée.

Les autres éléments organiques (macrocharbons, fragments d'os, radicelles) sont peu fréquents. L'activité d'animaux fouisseurs apparaît très réduite (absence de terriers et de chenaux de lombricidés, ainsi que d'excréments) en concordance avec ce qui a été constaté sur le terrain. De nombreux petits chenaux de parois lisses, diamètre réduit et très régulier (100-200 microns) et parfois digités ou en fourche, se présentent sous forme de clusters dans certains niveaux de la séquence : ils correspondent vraisemblablement à des radicelles de plantes herbacées (Kooistra & Pulleman, 2010) lorsque localisées en subsurface d'un niveau de paléosol. Certains auteurs ont décrit les radicelles fines, abondantes et en disposition tabulaire comme des zones herbacées en contexte de haut niveau phréatique ou marécageux (Retallack, 2001). D'autres formes d'activité biologique apparaissent sous forme de microfossiles silicifiés tels des phytolithes et spicules d'éponge (Fig. 5.4-G) dans certains niveaux de la séquence, et sont indicateurs de milieux respectivement herbeux ou en eau (Gutiérrez-Castorena & Efland, 2010 ; Nicosia & Stoops, 2017).

Dans certains échantillons, des amas denses filamenteux silicifiés très fins (0.5 microns) ont été identifiés obscurcissant le fond matriciel de certaines lames, similaires à des hyphes fongiques. Cependant leur diamètre a un ordre de grandeur plus petit que les hyphes et leur aspect à fort grossissement (Fig. 5.3-G et I) a conduit à les identifier comme des amas silicifiés de bactéries actinomycètes, probablement du type *streptomyces*. Ces organismes, très rarement identifiés dans les lames minces des sols (D. Néraudeau et al., 2016 ; Didier Néraudeau et al., 2017), sont des bactéries saprophytes à aspect filamenteux, anciennement classées comme des champignons. Elles se développent en conditions aérobies dans les horizons de surface du sol (humiques ?) se nourrissant de matière organique, et sont en outre responsables du *geosmin* (Mayfield et al., 1972 ; Ringrose-Voase & Humphreys, 1994 ; Gutiérrez-Castorena & Efland, 2010). Ces amas peuvent donc être interprétés comme les témoins d'anciennes surfaces stables de sols en conditions aérobies et en présence de matière organique.

L'altération des roches et des minéraux, qui est un indicateur de variabilité hydrologique et du drainage (bien qu'aussi dépendante des facteurs pédologiques liés à la végétation), apparaît sur quasiment tous les échantillons observés avec plus ou moins d'intensité. Elle oscille entre des minces cortex d'altération des fragments volcaniques jusqu'à des altérations complètes des minéraux et des fragments de roche aboutissant à leur pédoplasmation. L'altération partielle des fragments basaltiques résulte dans la formation de goethite et d'hématite, qui forment parfois des revêtements ou des remplissages. L'altération des scories produit la néoformation de revêtements et

remplissages optiquement similaires à des revêtements et remplissages argileux, cependant leur couleur est verdâtre et les micro-laminations sont parfois perpendiculaires aux vacuoles dans lesquels ils se forment (Fig. 5.3-A). Ceci indique qu'il s'agit plutôt d'allophanes hyalins résultat de l'altération du verre volcanique et des feldspaths en conditions légèrement acides (Anthony, 1990). Ces produits d'altération ont déjà été étudiés au niveau microscopique et chimique sur des terrasses de l'Allier riches en matériaux volcaniques (Jongmans, Van Doesburg, & Van Breement, 1990 ; Jongmans et al., 1991 ; Ringrose-Voase & Humphreys, 1994).

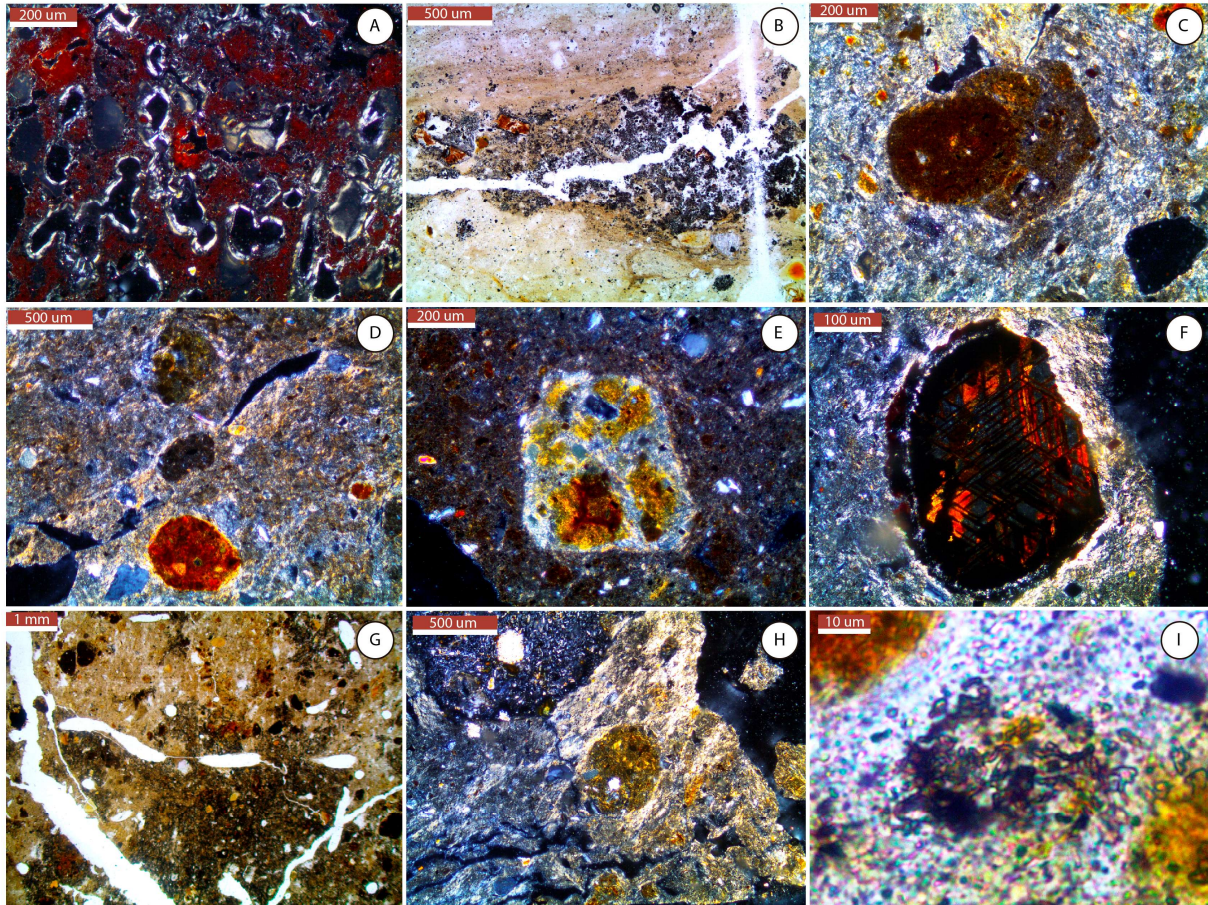


Figure 5-3. Éléments micromorphologiques récurrents dans la séquence analysée. A : scorie en altération avec néoformation d'allophanes, certains microlaminés, dans les vacuoles (US6, XPL). B : Fragment de scorie dont le secteur gauche est très altéré et en pédoplasmation (altéro-relique). On observe plusieurs pseudomorphes et une matrice argileuse, probablement en partie néoformée, qui emballe l'ensemble (US 5, PPL). C : Nodule polyphasé, composé d'un nodule rougeâtre dans un autre nodule gris-marron, anorthique dans une matrice très argileuse grano-porostréée (US4, XPL). D : Variété de nodules anorthiques dans une matrice grano-porostréée (US4, XPL). E : Nodule très smectitique, en provenance d'US 4, anorthique dans la matrice argileuse d'US2 (XPL). F : Pseudomorphe en *boxwork*, probablement de Hornblende, avec une forte grano-porostréation périphérique (US3, XPL). G : Abondants chenaux de radicelles et masse sombre de *streptomyces* marquant un niveau de surface de paléosol en conditions aérobies (US4, PPL). H : Fragment de basalte et nodule modérément imprégné, disorthique à anorthique, dans une matrice grano-porostréée (US3, XPL). I : Zoom sur un amas de *streptomyces* dans la micromasse (US4, PPL)

L'altération totale des minéraux produit des pseudomorphes rougeâtres ou noirs et souvent en *boxwork* quand il s'agit de hornblendes (Fig. 5.3-F), qui parfois évoluent en nodules purs (Delvigne, 1998). L'altération quasi-totale ou totale des scories volcaniques produit des altéro-reliques (Delvigne, 1998), c'est à dire des restes très altérés de la roche d'origine, analogues à du saprolite. Ils sont plus ou moins désagrégés et dispersés dans la matrice (Fig. 5.3-B), au point qu'il est parfois



difficile de reconnaître leurs contours du fait de processus de pédoplasation avancés (Stoops & Schaefer, 2010). Ces altéro-reliques témoignent d'une forte l'altération *in situ* liée à des processus chimiques et à des contraintes mécaniques, *a priori* dans des horizons de surface ou profonds de sols bien drainés (Fedoroff & Courty, 2002).

L'illuviation d'argile est assez abondante sous la forme de remplissages et de revêtements avec différentes caractéristiques selon l'unité stratigraphique (couleur, limpidité vs. empoussièremment, orientation, lamination) qui trahissent différentes phases d'illuviation avec des conditions variables au cours du temps, des plus fines, lentes et bien laminées sous couvert végétal protecteur, aux plus brusques et massives en absence de végétation. Les illuviations poussiéreuses, riches en micro-débris minéraux ou organiques et en microcharbons (Fig. 5.4-B), aussi dénommées *agricutanes* (Jongerius, 1970) sont vraisemblablement indicatives d'épisodes de mise à nu du sol, même si cela est souvent discuté (Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990 ; Carter & Davidson, 1998 ; Macphail, 1998 ; Usai, 2001 ; Courty & Fedoroff, 2002 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010 ; Deák et al., 2017).

Les fragments de revêtements argileux (ou papules) sont aussi fréquents dans la matrice, mélangés avec des fragments d'allophane hyalins décrits plus haut, qui sont de taille et d'aspect similaire. Tous ces fragments sont souvent de petite taille (autour de 200-300 microns) et arrondis. Ils indiquent vraisemblablement une érosion de sols évolués environnants. Cependant dans les cas des allophanes néoformés, ils peuvent aussi résulter d'une altération très prononcée de scories *in situ*, et dans ce cas là ils apparaissent combinés avec des altéroreliques.

Les traits pédologiques liés aux oxydes de fer et manganèse sont abondants dans toute la séquence, et leur variabilité exprime des conditions d'oxydoréduction fluctuantes (Kovda & Mermut, 2010 ; Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010). Les plus communs sont les nodules de fer (Fig. 5.4-F) plus ou moins fortement imprégnés (Fig. 5.3-C et D), qui peuvent ultérieurement devenir disorthiques ou anorthiques au gré des mouvements du sol. Les revêtements et hyporevêtements de fer ferrique, moins fréquemment manganiques, apparaissent également de manière récurrente dans la séquence (Fig. 5.4-H). Cet ensemble de traits donne une mesure de l'intensité et du régime de la saturation en eau des sols de la cuvette, en fonction d'une échelle bien établie (Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010). Les nodules manganiques ou ferromanganiques purs arrondis ou amorphes sont également assez récurrents dans la séquence.

Les traits vertiques sont présents dans les US 2 à 4, mais spécialement dans l'US 3 qui présente les traits les plus marqués : une structure prismatique, des structures intrapédales granulaires et une grano-porostriation très marquée (Fig. 5.3-H). À ceci se rajoutent des incorporations de revêtements argileux dans la matrice riche en phytolithes, ainsi que des nodules ferromanganiques dendritiques très bien développés (Fig. 5.4-C), typiques des dynamiques de vertisolisation (Kovda & Mermut, 2010).

Les agrégats pédogéniques sont très fréquents dans toute la séquence, dont ils sont le trait le plus caractéristique et complexe à interpréter. Un premier groupe est formé par des agrégats imprégnés d'oxydes de fer, formant des granules gris jaunâtres à marron rougeâtres, normalement disorthiques à anorthiques (US 1 à 4). Ils proviennent essentiellement de la séquence elle-même, des niveaux qui ont subi des dynamiques d'oxydoréduction (US 1 à 5) suivies de processus de vertisolisation. Ces processus individualisent graduellement les agrégats à partir de nodules imprégnés d'oxydes de fer et les font migrer vers le bas dans le profil (Kovda & Mermut, 2010). Ils conservent normalement les

caractéristiques matricielles de leur US d'origine, et quand ils apparaissent dans une unité, ils sont un indicateur de processus postérieurs de vertisolisation (p.ex. Fig.5.3-D).

De grands agrégats marron sont également assez abondants dans la séquence. Leur forme est irrégulière, allongée ou même subangulaire, et ils sont toujours anorthiques. Leur micromasse est similaire aux unités supérieures de la séquence (US 2 notamment), mais comparativement plus riche en microcharbons et en petits fragments organiques. Leur grande taille ainsi que leur forme irrégulière écarte un transport, et l'absence de grano-striation interdit aussi un séjour long dans le sol (Kovda & Mermut, 2010). Ceci suggère une provenance depuis l'horizon actuel de surface (US 1) par vertisolisation.

Un troisième type d'agrégat pédogénique apparaît de couleur jaune clair, très riche en argile smectitique bien orientée dans des grands domaines qui occupent quasiment toute leur matrice (Fig. 5.3-E). Cette matrice très pure trahit une origine depuis l'US 4. Cependant, leur présence dans les unités supérieures ne peut s'expliquer par les mouvements de vertisolisation, ce qui suggère plutôt des processus d'érosion et d'apport latéral depuis des secteurs proches en périphérie du bassin (Fedoroff, Courty, & Guo, 2010).

Dans les unités inférieures de la séquence un quatrième groupe d'agrégats pédogéniques est identifié. Ces agrégats sont arrondis, marron à gris sombre avec une matrice enrichie en microcharbons ou en petits fragments organiques, ainsi qu'en feldspath. Ils sont extrêmement abondants dans les US 5a et 6a et forment à eux seuls la matrice d'un pédosédiment dont ils sont quasiment le seul constituant hormis les fragments de roche (Fig. 5.5-B, C, D, E). Leur micromasse (Fig. 5.5-F) suggère qu'il s'agit d'agrégats allochtones, qui proviennent vraisemblablement d'anciens horizons organo-minéraux de surface du plateau érodés.

### **3.2.2-Description micromorphologique par US**

#### **US 2**

L'US 2 a une masse basale hétérogène riche en éléments grossiers, composée de matériaux volcaniques faiblement altérés. Cette masse est enrichie de sables fins quartzes et feldspathiques abondants, avec des fragments de chaille et un gros fragment de céramique (Fig. 5.4-A). La micromasse quant à elle est très riche en ponctuations sombres d'origine organique et charbonneuse. Ces caractéristiques concordent avec l'hypothèse de remblai qui avait déjà été avancée (cf. chapitre IV, discussion), et permettent d'avancer une provenance depuis les sols du plateau eux-mêmes. La structure polyédrique subangulaire et les cavités résiduelles intra-agrégats suggèrent une agrégation postérieure à la mise en place du remblai. La présence de nombreux phytolithes et spicules d'éponge dans une micromasse granoporostrée avec des nodules de matrice indiquent des remises en eau temporaires, des processus vertiques modérés ayant probablement provoqué un enrichissement en microfossiles siliceux des horizons profonds. Ces processus semblent pourtant avoir eu lieu lors de phases de pédogénèse qui peuvent être bien postérieures à la mise en place d'US 2, voir même actuelles (Kovda & Mermut, 2010). Cette idée est renforcée par la présence d'abondants nodules marron subangulaires à arrondis anorthiques (fig. 5.4-C), qui proviennent

probablement de l'US 1 lors de l'ouverture de fentes de dessiccation saisonnières qui se produit encore aujourd'hui.

L'absence quasi-totale de porosité biogénique indique en revanche une compaction de la surface sommitale de l'unité, et une absence de végétation herbacée au moment de la mise en place d'US 2 (Adderley et al., 2010 ; Deák et al., 2017). Les abondants revêtements et remplissages argileux poussiéreux identifiés dans la porosité, peu laminés et mal orientés, suggèrent une illuviation rapide depuis une surface sans végétation ou perturbée, peut-être suite à un apport de masse (Fedoroff & Courty, 2002 ; Fedoroff, Courty, & Guo, 2010 ; Deák et al., 2017).

La toute base de l'unité présente des caractéristiques de transition avec l'US3 sous-jacente, avec quelques petits nodules ferromanganiques (Fig. 5.4-C) et une micromasse plus sombre et plus argileuse qui indiquent des conditions vertiques avant ou au tout début du dépôt de l'US 2. Des rares nodules smectitiques anorthiques, en provenance de l'US 4, à la transition entre US 2 et US 3 suggèrent une érosion latérale ou un remaniement de cette dernière. En outre, de très abondants nodules imprégnés et surimposés aux revêtements argileux accompagnés d'hyporevêtements ferrugineux indiquent des saturations faibles à moyennes de durées de quelques jours par an (Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010), postérieures au dépôt de l'US.

### US 3

L'US 3 à une microstructure polyédrique subangulaire bien développée et mieux séparée que pour l'US 2, avec une structure secondaire prismatique qui s'accroît et se referme légèrement vers le bas de l'unité. La structure intrapédale est granulaire avec une granoporostriation marquée ; elle présente d'abondants chenaux de petites dimensions et assez de cavités inter-granulaires. Ces caractéristiques micro-structurelles indiquent sans ambiguïté des processus de vertisolisation actifs (Kovda & Mermut, 2010). La masse basale argileuse contient des particules grossières moins abondantes que dans l'US 2, et on observe une réduction de la taille des particules vers le bas de l'unité. Cette fraction grossière est composée d'abondants sables à gravillons basaltiques (parfois millimétriques) majoritairement arrondis, avec une altération faible à modérée. A ceux-ci se rajoutent quelques sables fins à moyens scoriacés, qui deviennent plus abondants et grossiers vers le haut de l'US. Dans l'ensemble ces traits suggèrent des apports détritiques plus intenses, l'érosion affectant des zones plus étendues sur le plateau vers le haut de l'US 2. La présence de quelques pseudomorphes de hornblende noirs très altérés suggère une altération *in situ* plus marquée que dans le cas de l'US 2, probablement liée aux dynamiques hydrologiques contrastées. La présence de très abondants phytolithes et de spicules d'éponges noyées dans la matrice (Fig. 5.4-G) prouve la présence d'une surface herbeuse humide ou temporairement inondée, également caractéristique des vertisols (Kovda & Mermut, 2010).

La micromasse est, quant à elle, jaune grisâtre pale et contient de fines ponctuations sombres particulièrement abondantes vers le haut de l'unité, principalement constituées de microcharbons, et ponctuellement de macrocharbons ainsi que d'un fragment d'os. Globalement ceci suggère des conditions plus réductrices que dans l'US 2 et un impact anthropique en augmentation vers le haut de l'unité. Le centimètre basal de la lame (c. 72 cm) présente des petites masses de *streptomyces* silicifiées, qui suggèrent un niveau de surface de sol aérobie à la transition entre les US 3 et 4.

Les traits d'oxydoréduction dans l'US3 sont représentés par de très nombreux nodules de fer de grande taille moyennement à fortement imprégnés, parfois disorthiques en raison des processus de vertisolisation. Une partie provient vraisemblablement de l'US supérieure suite à une vertisolisation postérieure au dépôt de l'US 2. Le bas de l'unité comporte quelques hyporevêtements ferromanganiques. L'US 3 contient également de grands nodules ferromanganiques (parfois supérieurs au millimètre), dendritiques et fortement imprégnés à purs, très bien développés et formés *in situ*. Cet ensemble de traits témoignent de la forte intensité des oscillations hydrologiques dans le sol, provoquant une forte oxydoréduction dans toute l'unité. De bas en haut, les intensités de saturation en eau et de réduction évoluent de modérée en bas de l'unité à faible vers le haut, en même temps que les extrêmes hydrologiques s'accroissent (Kovda & Mermut, 2010 ; Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010).

Les revêtements argileux fins sont abondants, assez limpides, non laminés et de couleur claire, parfois orangée. Ils témoignent d'une illuviation d'intensité faible à modérée sous un couvert végétal incomplet. Ces revêtements sont en partie fragmentés et intégrés dans la micromasse par les pédoturbations intenses, ce qui est typique des vertisols (Osman & Eswaran, 1974 ; Kovda & Mermut, 2010). Quelques fragments de revêtements argileux laminés bien développés orangés, ainsi que d'abondants allophanes hyalins verdâtres suggèrent des apports détritiques depuis les sols évolués de l'ensemble du plateau ce qui indique un cadre d'érosion généralisée. Quelques grands agrégats pédogéniques marron anorthiques indiquent que cette unité est affectée par la vertisolisation postérieure au dépôt de l'US 1. De rares nodules smectitiques en provenance de l'US 4 suggèrent une certaine érosion latérale au sein de la dépression lors du dépôt et développement de l'US 3.

#### **US 4**

L'analyse micromorphologique de l'US 4 révèle une anisotropie verticale passée inaperçue à l'échelle macroscopique, au niveau de la microstructure et de la porosité, mais aussi de la composition de la masse basale, des éléments organiques et de certains traits pédologiques. D'importantes variations microstructurales et de porosité se font sentir entre le haut et le bas de l'unité. Entre 73 et 80 cm approximativement, la microstructure est polyédrique subangulaire modérément agrégée et séparée, avec d'assez nombreux chenaux et quelques vésicules. Au-dessous de 80 cm, la microstructure devient polyédrique angulaire puis fissurale, avec des agrégations et séparations de moins en moins bien développées vers le bas jusqu'à leur disparition quasi-totale. La structure intrapédale devient alors massive avec des vésicules et surtout des petits chenaux issus d'herbacées. La fabrique de biréfringence est granoporostriée à striée, ce qui suggère un effondrement de la porosité.

Brusquement vers 102 cm, la microstructure redevient polyédrique subangulaire à angulaire bien agrégée, et la structure intrapédale présente une porosité cavitaire et des chenaux fins. Ces variations verticales suggèrent une partie centrale d'unité (80 à 102 cm) gleyique très saturée et réductrice. En revanche, le sommet et surtout la base de l'unité présentent une microstructure indicatrice d'un sol nettement mieux drainé, moins saturé et en conditions plus aérobies (Fedoroff & Courty, 2002 ; Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010 ; Stoops, Marcelino, & Mees, 2010a). Cette différence entre le haut, le centre et le bas de l'unité se reflète également dans la fraction grossière, la matière organique et les traits pédologiques qui sont aussi distincts.

La masse basale est de manière générale fine et très smectitique, avec une distribution porphyrique ouverte. Le taux CF est très faible et spécialement dans la partie centrale de l'unité. La fraction grossière éparse dans la matrice contient peu de sables fins à moyens basaltiques et très peu de scories. On note une raréfaction et une réduction nette de leur taille vers le centre, ce qui suggère des apports sédimentaires très faibles dans la partie centrale de l'US. Vers le bas de l'unité (100 cm) les sables grossiers et les gravillons de basalte et de scorie redeviennent abondants, témoignant qu'un détritisme accru et généralisé a touché le plateau. La présence dans toute l'US de nombreux petits fragments de revêtements argileux jaunâtres ainsi que d'allophanes hyalins verdâtres témoigne aussi d'une certaine érosion des sols : elle est d'énergie réduite à en juger par la taille des fragments, mais affecte cependant l'ensemble du plateau. Vers le bas de l'unité une prédominance des allophanes hyalins par rapport aux revêtements argileux jaunâtres et une fraction grossière plus abondante suggèrent une érosion généralisée du plateau.

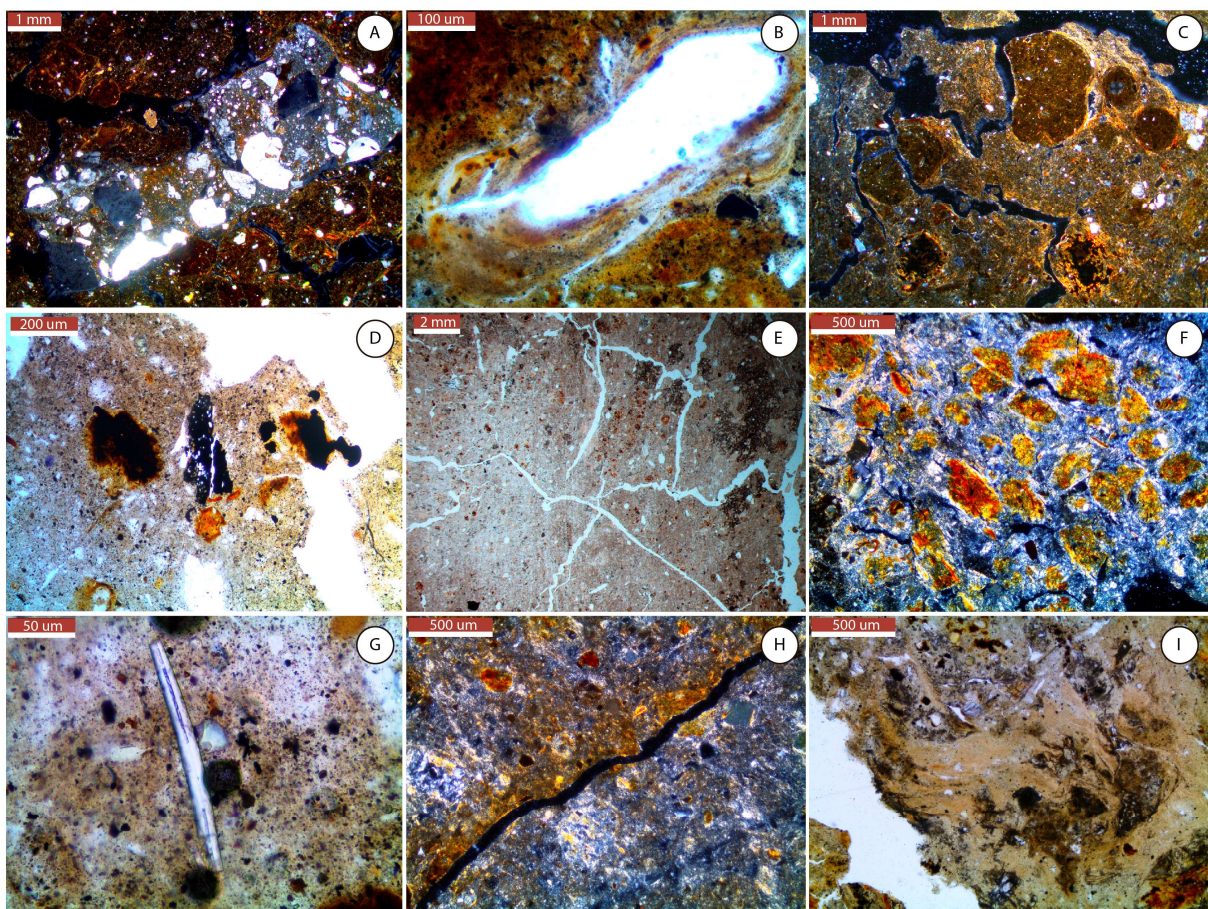


Figure 5- 4. Détails micromorphologiques des US 2, 3 et 4. A : fragment de céramique. Noter les nodules pédogéniques dans le sol autour du fragment, les revêtements argileux rougeâtres fins et l'abondance de petits cristaux de feldspath/quartz (US 2, XPL). B : Revêtement argileux très poussiéreux laminé dans porosité en chenaux (US 2, PPL). C : Nodules pédogéniques anorthiques et nodules ferromanganiques orthiques, à granoporostriation périphérique (US 3, XPL). D : Macrocharbon et nodules ferromanganiques imprégnés dans la masse (US 3, PPL). E : microstructure à blocs angulaires à subangulaires, porosité intra-pédale peu développée (US 4, OIL). F : Nodules imprégnés de fer dans une matrice très argileuse smectitique (US 4, XPL). G : Spicule d'éponge dans une micromasse densément pointillée (US3, PPL). H : Hyporevêtement de fer diffus de la porosité (US 4, XPL). I : Illuviation massive et remplissage de la porosité inter-agrégat par de l'argile fine (zones claires). Les parties sombres sont des amas de streptomyces sur les agrégats préexistants (US 4, PPL).

L'altération de la fraction grossière est forte (particulièrement sur les scories). Quelques pseudomorphes de hornblende en *boxwork*, spécialement dans le haut et le bas de l'unité, suggèrent à nouveau plus de stabilité et une réduction plus permanente dans la partie centrale. La base de l'unité (105-115 cm) présente de très abondantes altéreliques scoriacées, très désagrégées et riches en pseudomorphes rouge sombre. Ces figures reflètent une altération chimique très forte *in situ* (Delvigne, 1998) de fragments de scorie en provenance du haut du plateau, accompagnée d'une désagrégation mécanique qui peut être due à des mouvements du sol mais aussi à l'exposition à des agents de surface, climatiques ou biologiques. L'état de pédoplasation très avancé de ces altéreliques suggère une longue période de résidence dans un sol soumis à l'altération, c.-à-d. suffisamment alimenté en eau mais également bien drainé (Fedoroff & Courty, 2002).

La micromasse est en général gris-jaunâtre pale très déteinte, indiquant des conditions très réductrices. Elle est également assez limpide, légèrement ponctuée de fines particules sombres. La matière organique dans l'ensemble de l'unité est composée de microcharbons et d'amas de *streptomyces*. Les premiers sont abondants dans l'ensemble de l'unité, sauf à la base, ce qui suggère une moindre fréquence des feux et/ou une moindre érosion des sols du plateau à la base de l'US 4. Les macrocharbons quant à eux sont rares dans l'ensemble de l'unité, sauf entre 93 et 105 cm où ils sont un peu plus présents, témoignant d'une légère recrudescence des feux locaux (Deák et al., 2017). Les masses de *streptomyces* silicifiées sont une constante dans l'unité, mais leur distribution verticale est très loin d'être homogène : ils sont agglomérés en clusters denses, spécialement entre 73 et 85 cm puis entre 102 et 115 cm. Ceci suggère la présence à ces cotes de niveaux stables de surface de sol bien drainé et de conditions aérobies plus ou moins permanentes, en concordance avec les indices apportés par la microstructure et la fraction grossière.

Les nodules ferro-manganiques sont peu nombreux et petits dans l'ensemble de l'unité, ce qui indique une relative constance des conditions réductrices et des oscillations graduelles et peu violentes du phréatique. Cependant, une concentration de ces nodules ferromanganiques un peu plus dense s'observe aux alentours de 102 cm et leur surimposition à l'illuviation laminée de l'US 5A (cf. infra) suggère une petite phase de conditions d'oxydoréduction variables, postérieurement à cette illuviation, et avant l'installation de conditions réductrices permanentes. Les nodules de fer modérément à fortement imprégnés (plus fortement en milieu et bas d'unité) sont en général très abondants. Les nodules manganiques très imprégnés à purs sont également assez fréquents dans l'ensemble de l'US, mais plus abondants en milieu-bas d'unité également. Des hyporevêtements diffus de fer autour des vides et des agrégats apparaissent principalement en haut de l'unité, alors que les revêtements de fer, absents du haut de l'US, abondent dans le centre-bas de l'unité (93-105 cm). Dans l'ensemble, ces traits indiquent la persistance dans toute l'US 4 de conditions de saturation assez permanentes et stables pendant la plus grande partie de l'année, en relation avec le phréatique très haut (Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010).

Cependant, leur variabilité permet de sous-diviser l'unité en trois phases : une phase centrale avec des saturations plus marquées et longues en milieu-bas d'unité, et deux phases au sommet et à la base de l'US où les saturations sont plus faibles et courtes. Le caractère disorthique ou anorthique de certains nodules ferrugineux, ainsi que la granoporostriation et la présence de nodules de matrice et d'agrégats pédogéniques marron anorthiques montre également que plusieurs phases (probablement deux) de vertisolisation ont perturbé l'US 4 postérieurement à son dépôt.

L'illuviation est sur l'ensemble de l'US 4 fine, limpide et de couleur claire ou blanchâtre, à haute biréfringence (donc très pure et riche en smectite) ce qui indique d'une part une couverture végétale et une douceur de l'illuviation (Fedoroff & Courty, 2002; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010), mais aussi peu ou pas de fer oxydé. Dans la partie médiane et supérieure de l'unité, les revêtements sont abondants et fins, peu ou pas orientés (absence d'extinction roulante en LP) et certains intégrés dans la matrice, ce qui suggère une illuviation faible et une vertisolisation postérieure. Vers la partie inférieure de l'unité, ces revêtements deviennent graduellement des remplissages très abondants au gré de la fermeture de la porosité et de la fermeture de la microstructure. À la base de l'unité, ils deviennent massifs tout en restant limpides et mal orientés (Fig. 5.4-I).

Cette séquence suggère une illuviation en deux temps. À la base de l'unité, la limpidité des revêtements suggère une couverture végétale et une surface relativement stabilisée. Leur aspect massif et la faiblesse de l'orientation suggèrent une mise en place plus rapide que les illuviations de l'US 5a (cf. infra). Il s'agit probablement d'un phénomène de percolation rapide d'argile dans le sol, suite à des apports en eau chargée en argile en suspension dans la cuvette (enherbée ?), qui a déjà été décrit dans plusieurs travaux dans des sols inondés saisonnièrement (Brammer, 1971 ; Buurman, Jongmans, & PiPujol, 1998 ; Fedoroff & Courty, 2002 ; Fedoroff, Courty, & Guo, 2010 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010). Ces illuviations denses colmatent long terme la porosité à la base de l'unité, produisant une étanchéification de la cuvette suivie d'une remontée du phréatique puis d'une gleyfication du profil, parfois dénommée hydromorphie secondaire (Begon & Jamagne, 1973; Jamagne, 1978). Dans ce nouvel environnement pédologique, la percolation d'argile continue à se produire avec une intensité très atténuée.

## **US 5a et 6a**

Les US 5a et 6a ont des caractéristiques micro-structurales quasiment identiques ce qui nous a conduit à les considérer comme issues des mêmes processus pédosédimentaires. Elles sont seulement différenciées par les processus post-dépositionnels postérieurs (cf. infra).

Elles présentent une structure granulaire à fissures, bien agrégée et peu séparée, avec une granoporostriation marquée. A celle-ci se surimpose partiellement une structure polyédrique subangulaire peu développée qui pourrait indiquer une agrégation pédologique (Stoops, Marcelino, & Mees, 2010a). La fraction grossière des deux unités est composée de très abondants sables grossiers à graviers de basalte, de basalte scoriacé et scories. Ils sont moyennement roulés et vaguement triés, ce qui indique des processus érosifs et de transport de haute énergie, probablement relativement rapides et sous forme de flux concentré (Fig. 5.5-A). L'altération des basaltes est en général faible à moyenne, alors que celle des scories est moyenne à très forte. De manière générale les particules grossières maintiennent leur taille mais sont moins abondantes vers le haut de l'ensemble (US5a), notamment par la réduction de proportion en scories qui sont au départ très nombreuses dans l'US 6a.

En revanche, les altéro-reliques scoriacées ont un gradient inverse : elles sont plus abondantes dans l'US 5a, ou elles sont très désagrégées et altérées. Il apparaît donc que la diminution des scories vers le haut de l'US n'est qu'apparente, et qu'elle procède en fait de leur altération et pédoplasation post-dépositionnelle quasi-totale. Par conséquent, les processus d'érosion et de transport

enregistrés par la cuvette ont du être intenses et généralisés à la surface de tout le plateau pendant toute la durée de dépôt des US 6a et 5a. De plus, ce gradient d'altération et de pédoplasation des scories, depuis la base de l'US 4 où elle est maximale et quasi totale jusqu'à la base de l'US 6a, suppose un gradient d'exposition croissant aux agents atmosphériques et/ou mécaniques. Ceci est un argument supplémentaire en faveur de la présence d'un niveau de paléosol drainé stable à la base de l'US 4 avec un profil d'altération.

Le reste de la masse basale des US 5a et 6a est composée en grande partie d'agrégats granulaires la plupart du temps arrondis et de couleurs sombres (marron en OIL). L'entassement de ces agrégats structure la masse du sédiment (Fig. 5.5-B et C), en se resserrant nettement vers le bas de l'US 6a et avec une disposition plus ouverte au sommet de 6a et dans l'US 5a. Ces granules ont une micromasse argileuse hétérogène, fréquemment jaunâtre ou marron clair, parfois avec une imprégnation de fer surimposée, et en général densément ponctuée de particules sombres organiques et/ou de petits minéraux volcaniques (Fig. 5.5-B, D et F).

Les microcharbons sont spécialement abondants à la base de l'US 6a, associés à des macrocharbons qui suggèrent des feux très locaux (Deák et al., 2017). Ces agrégats sont comparativement riches en grands cristaux de feldspath plagioclase (Fig. 5.5-E) et pauvres en d'autres minéraux volcaniques (pyroxène, olivine). Cependant, ils présentent fréquemment des pseudomorphes rouges et noirs, ce qui suggère un enrichissement différentiel en plagioclase dû à une altération intense du matériel d'origine (Delvigne, 1998 ; Stoops & Schaefer, 2010). Certains de ces agrégats ont une micromasse plus sombre, extrêmement ponctuée et enrichie en petits fragments de matière organique ou en charbon allongés ainsi qu'en phytolithes, prenant un aspect d'horizon organo-minéral (Stolt & Lindbo, 2010).

L'ensemble des caractéristiques de ces agrégats qui constituent l'essentiel de la masse basale des US 5a et 6a indiquent leur nature pédogénique. Ils sont vraisemblablement formés à partir de l'érosion de niveaux de surface (suivie sans doute des horizons plus profonds) de sols évolués enrichis en plagioclases du plateau. Ces anciens sols développés sur matériaux volcaniques peuvent facilement se désagréger en granules si leur équilibre est rompu notamment lorsqu'ils perdent leur humidité (Legrand, Bartoli, & Curt, 2007). Le transport de ces agrégats granulaires s'est probablement fait moyennant des écoulements intenses, brefs et probablement concentrés qui se sont produits sur des sols nus et érodibles qui les ont déposés dans la cuvette. Compte-tenu de la présence abondante de micro- et de quelques macro-charbons, cette érosion pourrait être en relation avec des feux à l'échelle du plateau, mais aussi locaux (Deák et al., 2017). Quelques micro-fragments de chaille ainsi que de quartz (et même un petit fragment de granite), nettement plus fréquents à la base de l'US 6a, confirment qu'il existait une activité anthropique sur le plateau au moment de ces phénomènes érosifs.



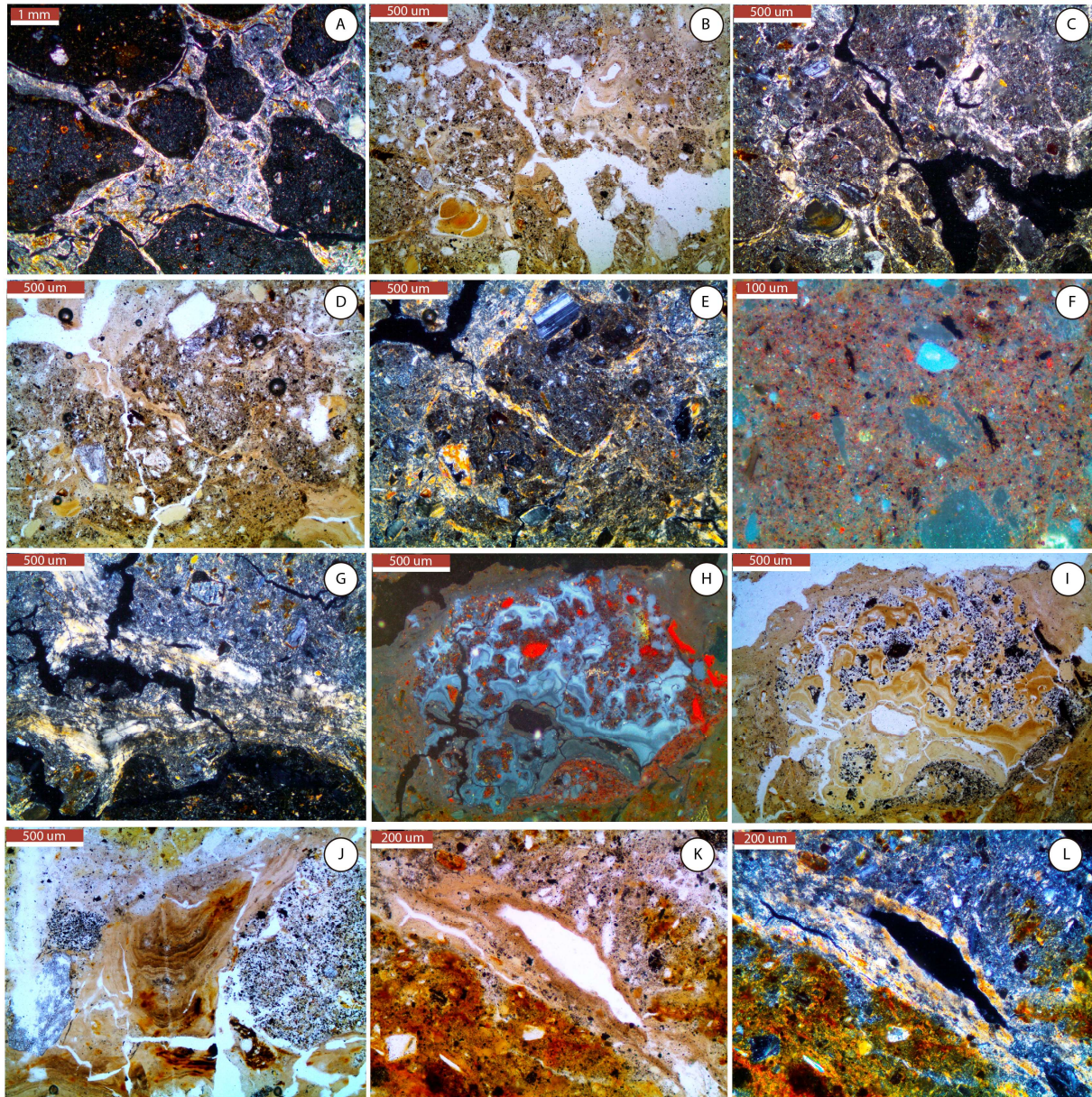


Figure 5-5. Caractéristiques micromorphologiques des US5a et 6a. A : Sables grossiers à gravillons basaltiques subangulaires à arrondis dans une matrice argileuse granoporostréée (US 6A, XPL). B et D : Structure granulaire resserrée faiblement séparée du fait d'une illuviation postérieure. Noter la richesse des nodules en particules sombres (US 6, PPL). C, E : Mêmes images en XPL, noter la haute biréfringence des revêtements et remplissages, et l'aspect sombre des nodules matriciels riches en plagioclases, ainsi que la présence d'allophanes hyalins verdâtres. F : Micromasse d'un granule matriciel, riche en charbons et en petites particules rougeâtres fruit de l'altération poussée et de la désintégration de matériaux volcaniques (US 6a, OIL). G : Remplissage argileux massif, modérément laminé, propre et assez bien orienté, entre un fragment de basalte et un granule matriciel sombre (US 6, XPL). H : gravillon de scorie très altéré, avec des pseudomorphes rouge brillant et une abondante néoformation d'allophanes hyalins gris bleuté dans les vacuoles (US 6a, OIL). I : Même image en PPL, on remarquera les minéraux volcaniques opaques ainsi qu'une fine illuviation poussiéreuse de la porosité du centre du fragment, très distincte des allophanes limpides. J : Revêtement microlaminé en croissant entre plusieurs fragments basaltiques. On observe que chaque lamine à une limite inférieure nette plus sombre. L'imprégnation ferromanganique semble surimprimée donc postérieure (US 5a, PPL). K : Revêtement argileux sombre et poussiéreux dans une porosité interstitielle résiduelle formée dans l'illuviation argileuse claire entre deux nodules de matrice (US 5a, PPL). L : même image en XPL, noter la biréfringence des argiles élevée en dépit d'une orientation très mauvaise.

De plus, dans l'ensemble des deux US et spécialement à la base de l'US 6a, on retrouve de très abondants fragments d'allophanes hyalins verdâtres, souvent roulés. L'abondance des scories peu à moyennement altérées et le peu d'altéro-reliques formées *in situ* suggère que la plupart de ces allophanes ne proviennent pas d'une altération sur place, mais plutôt d'anciens sols évolués dont les horizons profonds ont été érodés, sur les parties médiane et haute du plateau. Les fragments de revêtements argileux rougeâtres roulés, également un indicateur d'érosion de sols évolués du plateau, sont au contraire plutôt abondants au sommet de l'US 6a et spécialement dans l'US 5a. Ces informations semblent indiquer une dynamique d'intensification graduelle de la dégradation des sols du plateau, qui se fait d'abord sentir par l'érosion de ses parties hautes plus pentues, puis qui se généralise à l'ensemble des parties médianes et basses en établissant une connectivité sédimentaire entre le sommet du plateau et la cuvette.

L'illuviation est particulièrement abondante et complexe dans les unités 6a et 5a, et se sépare en plusieurs phases. Une première phase d'illuviation correspond à des très abondants revêtements et remplissages argileux blanchâtres et massifs. Ces revêtements favorisent le colmatage des vides d'entassement du pédosédiment préexistant. Ils ne sont que rarement laminés (Fig. 5.5-G et L), imparfaitement orientés et pas complètement limpides, parfois assez poussiéreux et ponctués de fragments minéraux et/ou organiques. Cette illuviation s'étend entre le milieu de l'US 5a et le bas de l'US 6a, avec des revêtements et remplissages nettement plus fins en bas d'unité, dans la porosité d'une microstructure granulaire beaucoup plus resserrée.

Cette illuviation peut correspondre à un dépôt « d'inondation » syn-sédimentaire du dépôt des granules pédologiques : la fraction fine des apports hydro-sédimentaires intenses précédemment décrits se dépose et percole à travers la fraction grossière, mais trop rapidement pour former des traits texturaux purs et orientés (Brammer, 1971 ; Buurman, Jongmans, & PiPujol, 1998 ; Fedoroff & Courty, 2002 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010 ; Van Vliet-Lanoë, 2010).

Hiérarchiquement postérieure à cette première illuviation massive, une nouvelle phase illuviale prend place : ces revêtements et remplissages argileux blanchâtres ou jaunâtres sont extrêmement abondants, très limpides, fins, bien orientés et souvent micro-laminés (Fig. 5.5-J). Cette illuviation secondaire colmate quasi-complètement la porosité structurale restante dans l'US 6a et spécialement dans l'US 5a. La puissance de cette illuviation diminue graduellement vers le bas dans l'US 6a, avec des revêtements et remplissages de plus en plus fins, toujours laminés et limpides, bien orientés, probablement à cause d'une moindre porosité structurale disponible (Usai, 2001 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010). Cette illuviation témoigne d'un horizon Bt illuvial fossile, qui s'exprime particulièrement bien dans l'US 5a. Les micro-lamines ont toujours une base nette et plus sombre (Fig. 5.5-J), et un sommet plus diffus et clair. Ceci indique une percolation tamponnée suite à des épisodes de pluie violente, et suggère une phase de pédogénèse stable en milieu drainé et végétalisé (Fedoroff & Courty, 2002 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010 ; Sedov, Stoops, & Shoba, 2010 ; Vliet-Lanoë, 2010). Dans ce contexte, la production d'argile illuviale est probablement nourrie par la très forte altération des scories dans la partie sommitale du paléo-profil du sol à la base de l'US 4a.

Une porosité biogénique (petits chenaux radiculaires) se développe sur cette phase illuviale et la précédente. À l'intérieur de ces vides biogéniques, de la porosité résiduelle entre les aires illuviées, mais aussi directement par-dessus l'illuviation laminée, d'abondants revêtements argileux se déposent. Ces revêtements sont fins, vaguement laminés et non orientés, de couleur marron et

assez poussiéreux. Ils contiennent des inclusions organiques ou des microcharbons (Fig. 5.5-B, I, K et L). Ce type d'illuviation est indicative de sols dénudés ou de surfaces perturbées, impliquant probablement la disparition du couvert végétal contemporain des illuviations laminées précédentes, et peut-être d'une activité agricole (Jongerius, 1970 ; Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990 ; Adderley et al., 2010 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010 ; Deák et al., 2017). La présence d'assez nombreuses vésicules dans le centre et le haut de l'unité indique une disparition ou fermeture de la porosité postérieurement aux différentes phases d'illuviations.

Les traits d'oxydoréduction des US 5a et 6a sont principalement des nodules imprégnés de fer diffus orthiques à disorthiques abondants. Des revêtements et hyporevêtements de fer diffus peu développés apparaissent dans la porosité et sur les agrégats de l'US 6a indiquant des phases de réduction et des durées de saturation relativement importantes (Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010), mais moins que dans le cœur de l'US 4, car la matrice n'est ici pas complètement déteinte. Le fait qu'ils se disposent pour la plupart sur la porosité résiduelle indique qu'ils sont postérieurs à la dernière illuviation décrite, et probablement contemporains de l'installation de l'US 4. Certains d'entre eux en revanche sont recouverts par des fines illuviations, ce qui suggère une première phase d'oxydoréduction peu après le dépôt du pédosédiment. Des nodules ferromanganiques irréguliers apparaissent au sommet de l'US 5a (tout comme à la base de l'US 4), surimposés aux revêtements argileux les plus récents (Fig. 5.5-J). On peut reconnaître dans l'ensemble de ces traits une dégradation progressive du drainage postérieure aux dernières illuviations, avec d'abord une phase marquée d'oscillation de l'oxydo-réduction, rapidement relayée par une saturation plus importante avec des traits de réduction typiques.

### **3.3 Géochimie de la séquence pédosédimentaire du Lac du Puy**

#### **3.3.1 Interprétation du signal géochimique**

Le signal géochimique enregistré par COR13-4 est relativement bruité et difficile à lire par comparaison aux études réalisées en contexte lacustre, probablement du fait des processus post-dépositionnels pédologiques (et anthropiques) qui affectent l'ensemble de la séquence. De plus le petit bassin versant (plateau de Corent) est composé de basalte et scories présentant une composition chimique relativement homogène, ce qui rend difficile voire impossible une discrimination des sources sédimentaires par la géochimie.

Les 12 éléments présentant un signal de meilleure qualité ont été sélectionnés pour l'ACP (Fig. 5.6). De manière générale l'ensemble des éléments est assez corrélé aux principales ruptures sédimentologiques de la carotte. La partie inférieure (118-184 cm) présente des valeurs en général hautes et un signal bruité qui correspond à sa nature détritique. Le reste de la carotte présente un signal relativement homogène qui limite l'interprétation. Les éléments lithophiles (Si, Zr, Ti) présentent une bonne corrélation entre eux et sont *a priori* en lien avec un détritisme minéral exogène, sauf dans la partie basse de la carotte (voir Fig. 5.10). Le Fer et le Manganèse présentent quant à eux des signaux vraisemblablement indiquant l'oxydo-réduction (Croudace & Rothwell, 2015) qui est un processus dominant dans la cuvette.

Les deux composantes représentées dans l'ACP (Fig. 5.6-A) expliquent dans l'ensemble 70,14% de la variabilité, dont 46% pour la première. Un pôle intègre des éléments terrigènes (Ti, Zr, Fe, K, Si, Al, Rb) ainsi que le Pb, qui sont positivement corrélés à la première composante. Un deuxième pôle, en relation positive avec le deuxième axe, regroupe des éléments qui ont des affinités avec la matière organique (Cu, Mn) ou bien sont en relation avec l'altération chimique des sols (Ca, Sr). Ce schéma général peut être affiné en prenant en considération certaines propriétés des éléments analysés.

Dans le second pôle (F2) Mn, Cu et Sr ont des affinités notables pour la matière organique et les conditions humides, et Cu est particulièrement associé à la bioaccumulation de surface dans les sols (Stevenson & Ardakani, 1972 ; Rashid, 1974 ; Wedepohl, 1978 ; Rippey, Murphy, & Kyle, 1982 ; Kabata-Pendias & Pendias, 2001). Ca et Sr sont généralement corrélés, et proviennent vraisemblablement des feldspaths plagioclases ou de leurs produits d'altération (Wedepohl, 1978 ; Mielke, 1979 ; Salminen et al., 2005). Ils peuvent indiquer un enrichissement relatif en feldspath plus ou moins altéré, et par conséquent sont un proxy d'évolution pédologique du sédiment dérivé de sols érodés (cf. analyse micromorphologique). Tous ces éléments s'associent normalement à des conditions sèches, du fait de leur grande solubilité et mobilité et leur comportement rédox (Kabata-Pendias & Pendias, 2001 ; Salminen et al., 2005). Au niveau du détritisme, Sr est considéré comme étant un marqueur de fraction terrestre inaltérée, alors que Ca et Cu sont également souvent associés à la fraction grossière du sédiment volcanique (Mielke, 1979 ; Lottermoser, Ashley, & Lawie, 1999 ; Croudace & Rothwell, 2015).

Dans l'autre pôle (F1), Al et parfois Ti sont associés à un détritisme fin de nature volcanique (Salminen et al., 2005 ; Croudace & Rothwell, 2015) et sont souvent corrélés avec le fer détritique. Rb, K et parfois Al sont typiquement fortement corrélés dans les sols et se retrouvent aussi principalement dans la fraction fine du sédiment (Mielke, 1979 ; Kabata-Pendias & Pendias, 2001 ; Salminen et al., 2005 ; Croudace & Rothwell, 2015). L'ensemble de ces éléments indiquent donc globalement du détritisme fin. Zr est en revanche un marqueur de détritisme lithogénique grossier ainsi que parfois aussi Pb (Salminen et al., 2005 ; Croudace & Rothwell, 2015). Si est typiquement un marqueur de détritisme, mais des interférences ont été notées avec les milieux acides, inondés et/ou riches en matière organique comme le Lac du Puy. Dans ces milieux, la mobilité du Si (et de Al) colloïdal résultant de l'altération des basaltes peut augmenter drastiquement et favoriser des concentrations (Anthony, 1990 ; Kabata-Pendias & Pendias, 2001 ; Salminen et al., 2005). Dans ces conditions Si et Al peuvent être des proxys de conditions réductrices.

Le graphique de distribution des individus (Fig. 5.6 B) montre une séparation relativement claire des principales unités sédimentaires dans l'espace factoriel. US 3 et 6a sont situés à cheval entre le premier et le deuxième cadran, US 4 majoritairement entre le deuxième et le troisième, et US 6b majoritairement dans le quatrième. La disposition des éléments ainsi que des unités sédimentaires en relation avec le premier axe suggère que celui-ci représente une opposition entre des influx sédimentaires lithogéniques (valeurs positives, US 3 et 4) face à d'autres plutôt pédosédimentaires (US 6b et US 1). Le deuxième axe représente vraisemblablement un gradient entre des conditions humides accompagnées de dépôts de granulométries fines (valeurs négatives, US 4), par opposition à des conditions plus sèches (ou plus irrégulières) avec des granulométries plus grossières du sédiment ou du pédosédiment (US 6b).

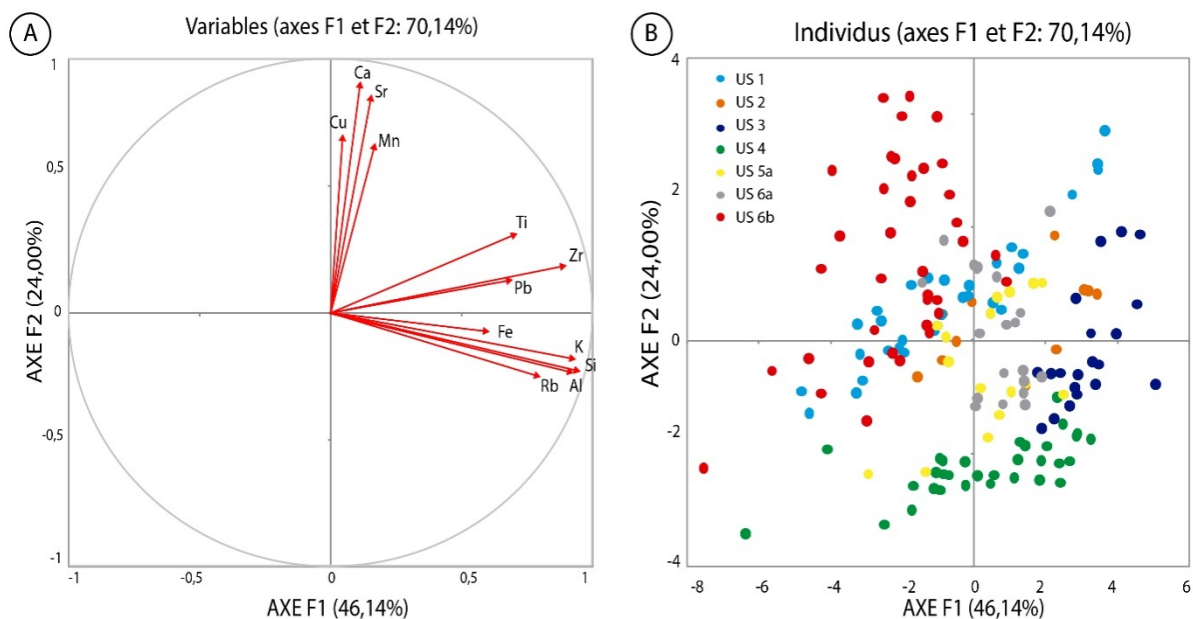


Figure 5- 6. A : ACP des éléments sélectionnés. On distingue un pôle lié à l'axe 2, et un grand pôle lié à l'axe 1 sous-divisé en deux sous-pôles. B : Distribution des individus dans l'espace factoriel triés par US. On remarque les clusters nets des US3, 4, 6A et un cluster plus dispersé pour US 6B.

De cette interprétation de l'analyse factorielle découle la sélection des ratios géochimiques et leur interprétation. Le ratio Fe/Mn peut être interprété comme un proxy des oscillations d'oxydoréduction dans la cuvette (Haberzettl et al., 2007 ; Cuyen, Francus, & Lamoureux, 2011 ; Corella et al., 2012). Le Ratio Mn/Ti, normalement associé à des conditions oxydantes (Kylander et al., 2011), semble ici être en relation avec des phases d'assèchements violents des sols de la cuvette. Le ratio Ca/Fe a été utilisé comme un proxy d'afflux d'éléments pédogéniques en contexte volcanique (Elbert et al., 2013) ; dans le cas du Lac du Puy, il peut être interprété comme un indicateur de processus pédogéniques *in situ* en contexte hydrosédimentaire stable, ou bien également de présence de pédosédiments provenant de l'érosion de sols évolués. En revanche, Zr/Fe est typiquement un proxy de détritisme lithogénique et de sa granulométrie globale (Wilhelm et al., 2013). La Susceptibilité Magnétique semble spécialement sensible aux granulométries très grossières riches en grains magnétiques. Elle peut aussi présenter une sensibilité secondaire aux phases pédogénétiques, qui peuvent stimuler la concentration de grains de magnétite (cf. analyse micromorphologique). Finalement Cu/Rb est habituellement employé pour détecter des pollutions métalliques (Guyard et al., 2007). Cependant, sa corrélation quasi-systématique à Ca/Fe n'autorise cette interprétation qu'en cas de découplage des deux signaux.

### 3.3.2 Résultats géochimiques de la séquence du Lac du Puy

Les résultats des analyses géochimiques des deux carottes COR13-4 et COR 13-2 (Fig. 5.1D, 5.7 et 5.8) ont été utilisés pour établir un phasage géochimique (G-1 à G-5) à l'échelle du bassin, plus fin sur COR13-4 du fait de sa meilleure sensibilité.

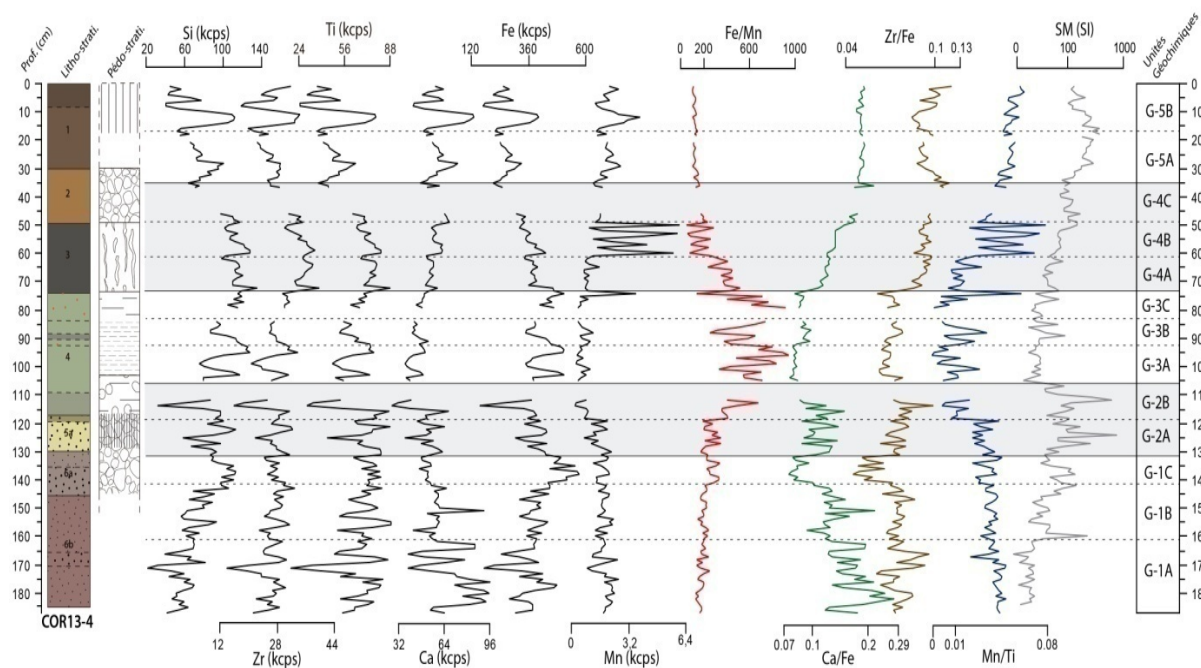


Figure 5- 7. Sélection de données géochimiques de COR13-4. Les valeurs des éléments sont en coups par seconde, les ratios sans unité.

A la base de la séquence, la phase G-1 coïncide avec les unités 6a et 6b dans les deux carottes (Fig. 5.7). Elle se caractérise par un détritisme en général important avec des variations très abruptes (Zr, Ti) et un signal très bruité, ce qui coïncide bien avec les observations sédimentologiques. Les entrées pédogéniques sont très importantes (Ca/Fe) comme le montre aussi l'étude micromorphologique, avec une tendance à la diminution vers le haut de l'unité. Les conditions environnementales restent assez sèches et stables dans l'ensemble de l'unité (Fe/Mn, Mn/Ti). Une hausse de la SM vers son sommet (sous-phase G1-C) accompagnée de l'effondrement des ratios Zr/Fe et Ca/Fe semble indiquer une part plus importante d'apports minéraux par rapport au pédosédiment, dans des conditions légèrement plus humides (Fe/Mn, Si). Dans COR 13-2 cette évolution est opposée : ceci indique une hétérogénéité des milieux sédimentaires dans un contexte où existaient vraisemblablement des dépressions éparses au fond de la cuvette (cf. chapitre précédent).

La phase G-2 apparaît nettement dans COR 13-4, elle est moins complète dans COR 13-2 du fait d'une absence de données entre 90 et 75 cm. Cette phase, à cheval entre l'US 5a et la base d'US 4 correspond au paléosol et à l'horizon Bt mis en évidence dans COR13-4 (voir 3.2). Cette phase se caractérise par un signal détritique minéral et pédogénique accru (SM, Zr/Fe, Ca/Fe), en cohérence avec une phase détritique suivie de processus pédogénétiques (cf. 3.2). La variation des conditions rédox (Fe/Mn, Mn/Ti) suggère une première sous-phase sèche et une deuxième plus humide, cohérentes avec les données litho- et pédo-stratigraphiques et avec les acquis micromorphologiques.

Dans COR 13-2, le manque de données géochimiques à la base de l'US 4 limite la finesse de l'interprétation, mais le signal de cette phase semble être identique à celui de COR13-4.

La phase G3 correspond à la plupart de l'US4 dans les deux carottes et identifie une rupture nette dans le signal géochimique. Le détritisme minéral et pédologique reste très bas et stable avec une légère augmentation vers le haut de l'unité (Ca/Fe, Zr/Fe, SM). Les conditions sont fortement réductrices et la présence d'eau permanente (Fe/Mn, Mn/Ti), avec une phase légèrement plus sèche intercalée (G3-B). Les valeurs élevées des éléments en relation avec la fraction fine suggèrent un détritisme extrêmement fin spécialement dans G3-A. En revanche dans G3-B et à la fin de G3-C, les indicateurs chimiques suggèrent un accroissement du détritisme et des conditions plus sèches (SM, Fe/Mn, Mn/Ti), en bonne correspondance avec les observations litho et pédostratigraphiques. Dans COR 13-2, la partie interprétable de la phase G3 est similaire à G3-B/C de COR13-4.

La phase G4 (Fig. 5.8) correspond dans les deux carottes aux US 3 et 2 qui montrent une certaine continuité du signal géochimique. Elle se caractérise par une brusque hausse du détritisme minéral et pédogénique par rapport à la phase précédente (Zr, Ti, Ca/Fe, Zr/Fe) suivie de son augmentation graduelle pendant toute la phase (SM). Les conditions environnementales sont nettement plus sèches que précédemment : une tendance à l'assèchement global est entrecoupée d'épisodes récurrents d'assèchement violent (G4-B). Ceci indique probablement des phénomènes d'inondation-assèchement répétés cohérents avec les phénomènes de vertisolisation très intenses observés en lame mince (voir 3.2). La sous-phase G4-C n'est pas interprétable du fait de l'absence de données. COR13-2 présente pour cette phase une trajectoire globalement analogue. Dans cette carotte, un pic de Cu/Rb à la fin de la phase, non corrélé à Ca/Fe, pourrait peut-être indiquer une pollution au cuivre du sommet de l'US 3 dans cette partie de la cuvette. La phase G5 correspond dans COR13-4 et COR13-2 à l'US 1, très influencée par les processus pédologiques historiques et l'assèchement actuel de la cuvette.

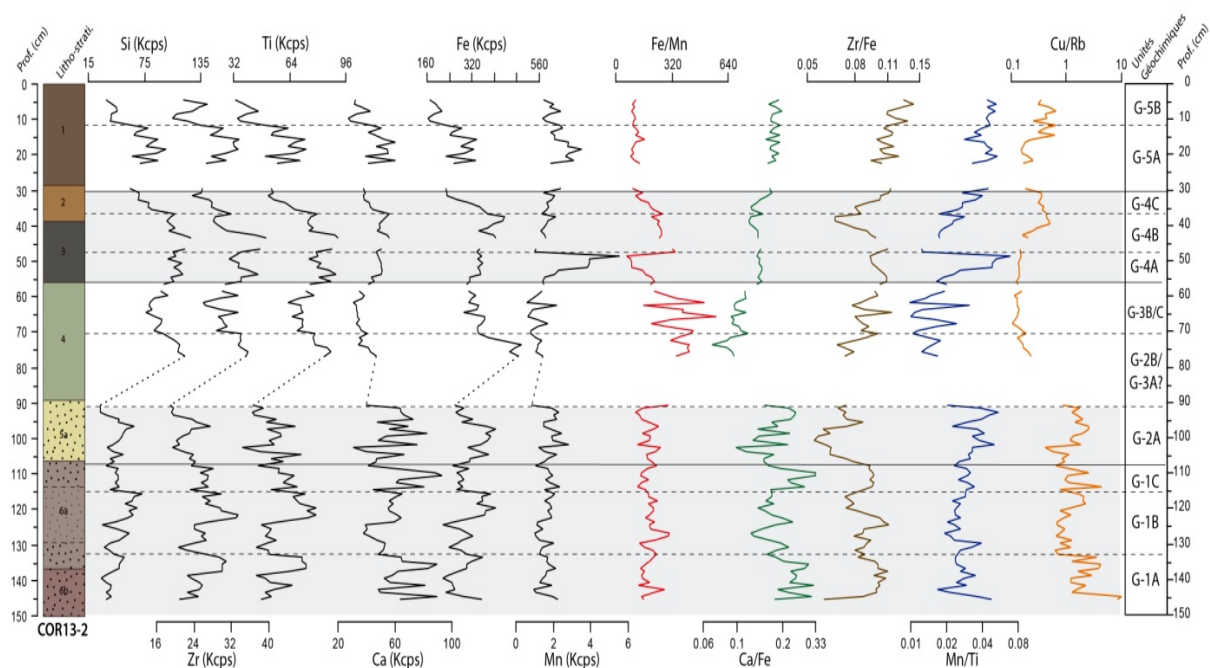


Figure 5- 8. Sélection de données géochimiques de COR13-2. Les valeurs des éléments sont en coups par seconde, les ratios sans unité.

## 4-Discussion : évolution du Lac du Puy du Néolithique à la période Romaine

Une synthèse des résultats obtenus est présentée dans les Figures 9 et 10. Les unités micromorphologiques et géochimiques ont été refondues dans des phases d'évolution paléoenvironnementale de la cuvette en prenant également en compte le phasage pollinique proposé dans des études précédentes (Ledger et al., 2015). Étant donné qu'il existe une correspondance assez notable entre ces phases intégrées et les périodes culturelles (cf. Fig. 10), la discussion suit le phasage chrono-culturel de Corent (Poux et al., 2018) qui repose sur la chronologie absolue issue du modèle d'âge-profondeur (cf. 3.1).

### 4.1 Le Néolithique

Le Néolithique correspond aux phases IA à ID de l'évolution de la cuvette (Fig. 10). Le manque de dates en bas de carotte ainsi que de données palynologiques et micromorphologiques limitent les informations disponibles pour interpréter de façon détaillée cette période. Le modèle d'âge obtenu permet cependant d'affiner la chronologie des phases les plus anciennes par rapport aux résultats du chapitre précédent : les phases Néolithiques ont été rajeunies sans que cela change pour autant le schéma global qui avait été proposé.

La phase IA (Néolithique Ancien/Moyen) implique un détritisme fort et riche en composantes pédologiques ainsi qu'en scories, indiquant des processus d'érosion très actifs et généralisés à l'ensemble du plateau pour cette période. La phase IB (Néolithique Moyen, avant 4048-3345 BC) présente un détritisme encore en augmentation, mais moins chargé en composante pédogénique, ce qui suggère que les sols évolués luviques ont été démantelés au fil du temps. Ils seraient alors très érodés et donc rajeunis par une composante lithogénique. Les conditions sont aussi légèrement plus humides que précédemment, ce qui peut expliquer cette modification de la composition des dépôts. Le peu de données palynologiques disponibles indiquent des formations de pin locales (Fig. 10). Un habitat fortifié de grande envergure se développe au centre du plateau au Néolithique Moyen 2 c. 4200-3700 BC (Poux et al., 2016). Le développement de cet habitat et la pression sur l'environnement qu'il a sûrement engendré pourraient être en relation avec cette période de détritisme important du bas de la carotte. Ce camp pourrait aussi, du fait de l'imprécision du modèle d'âge, correspondre dans la séquence à une section à cheval entre les phases IB et IC. Cependant son association aux phases IA et IB est plus vraisemblable, car elles témoignent d'un impact plus fort sur les sols du plateau que la fin de IB et IC. Cette interprétation peut paraître contradictoire avec les données palynologiques de la base du diagramme AP/NAP qui montre un taux de pollen d'arbres très important. Le pollen de *pinus* est fortement prédominant parmi les essences arborées identifiées : celui-ci étant un très fort pollinisateur, une surface réduite de pins autour de la cuvette pourrait masquer un centre du plateau beaucoup plus ouvert (Ledger et al., 2015).

Les phases IC et ID (Néolithique Récent et Final, 4048-3345 à 2932-2425 cal BC) sont les premières où l'on dispose de l'ensemble des résultats multi-proxys, et correspondent globalement avec les US 6a et 5a (Fig. 5.10). L'analyse micromorphologique permet de reconnaître dans ces deux phases un



*continuum* d'épisodes d'apports hydrosédimentaires riches en pédosédiment, mais aussi en fraction fine argileuse. Ces épisodes, de plus en plus intenses, inondent périodiquement le fond de la cuvette. A la surface du plateau, les processus érosifs des phases précédentes se prolongent donc pendant cette période, en même temps que l'impact humain sur la végétation locale s'accroît (diminution soutenue de AP/NAP). Les apports détritiques proviennent toujours de l'érosion des sols évolués du plateau, mais à présent quelques marqueurs d'activité anthropique (chailles, quartz, micro- et macrocharbons) indiquent une présence humaine toute proche.

Dans le détail, la phase IC (Néolithique Récent, 4048-3345 à 3563-2945 cal BC) présente une certaine réduction des processus érosifs (Ca/Fe, Zr/Fe, pic de *Glomus* qui est un proxy d'érosion des sols) et un accroissement de l'humidité par rapport aux phases précédentes. La palynologie indique une perturbation anthropique localisée du milieu et une ouverture progressive du paysage, avec apparition d'apophytes et de céréales (Ledger et al., 2015). L'enregistrement archéologique du plateau de Corent indique une phase de déprise entre 3700 et 3000 BC (cf. chapitre 1, Tableau 1-2, Poux et al., 2018) qui semble bien correspondre avec cette période plus humide et moins déritique, mais qui n'est pas incompatible avec un certain développement de l'activité agricole sur le plateau. A cette période, une péjoration climatique pluriséculaire (3600-3300 cal BC) a été enregistrée dans les Alpes (Magny, 2004 ; Magny et al., 2006). Cette correspondance chronologique soulève la question d'une potentielle causalité climatique du changement du mode d'occupation de ce site de hauteur par les sociétés néolithiques, et donc de la modification des impacts enregistrés par la cuvette à cette période.

La phase ID, entre 3563-2945 cal BC et 2932-2425 BC (Néolithique Récent-Final), est plutôt une phase de reprise de l'érosion des sols (augmentation de Ca/Fe, de Zr/Fe, pics de SM et de *Glomus*). L'analyse des lames minces montre que l'érosion a tendance à s'intensifier dans les zones hautes du plateau, mais atteint aussi graduellement les zones inférieures, ce qui suggère un impact généralisé et croissant sur les sols. La palynologie indique une intensification de l'ouverture du paysage et une perturbation généralisée de la végétation, avec une réduction des céréales et l'apparition d'indicateurs ténus de pastoralisme (Ledger et al., 2015). Cette phase coïncide partiellement avec une période d'activité humaine plus importante sur le site (Milcent, Poux, et al., 2014 ; Poux et al., 2016), marquée par l'existence d'une sépulture collective du Néolithique final 2/3 sur le sommet du plateau (3000-2400 cal. BC; Daugas, 1972). Cette activité est probablement à l'origine de l'impact fort sur les sols du plateau qu'enregistre la cuvette.

## 4.2 La transition Néolithique Final-Bronze Ancien

La transition du Néolithique Final au Bronze Ancien est probablement la période la plus complexe de la séquence du Lac du Puy. Elle correspond dans la séquence aux phases IIA et IIB, entre 2932-2425 et 2269-1885 cal BC (Fig. 10). Les données micromorphologiques et litho-stratigraphiques indiquent qu'après la fin des épisodes détritiques de l'unité I s'ensuit une phase un peu plus stable (IIA) en contexte légèrement humide sur les sédiments grossiers issus des phases précédentes (Fig. 5.9 et 5.10). Pendant cette phase (2932-2425 à 2623-2166 cal BC), un certain détritisme minéral et pédogénique se maintient (SM, Ca/Fe, Zr/Fe, *Glomus*) et les signaux rédox (Fe/Mn, Mn/Ti) indiquent également des conditions plus humides. Au niveau palynologique, l'ouverture du paysage, la

perturbation généralisée se maintiennent, avec un déclin de la présence des céréales et un maintien des indices de pastoralisme (Ledger et al., 2015). Des conditions un peu plus sèches ayant été identifiées pour la période (Orombelli & Ravazzi, 1996 ; Wanner et al., 2008) notamment dans la vallée du Rhône voisine (Berger, communication personnelle), l'augmentation de l'hydromorphie tiendrait plutôt à une légère dégradation des conditions de drainage du profil pédologique de la cuvette du fait de l'accumulation sédimentaire progressive des phases précédentes. Cette phase correspond à Corent à la fin du Néolithique Final, et est tout comme la phase ID partiellement contemporaine de la sépulture collective sur le sommet du plateau, qui a certainement causé un impact anthropique sur les sols du plateau.

La phase IIB (2623-2166 cal BC à 2269-1885) correspond pleinement au Campaniforme et au début du Bronze Ancien à Corent (Poux et al., 2016). En dépit d'un hiatus dans les données, la Fig. 5.10 montre une réduction importante du détritisme lithogénique et pédogénique (SM, ZR/Fe, Ca/Fe, *Glomus*) et des conditions d'humidité modérées similaires à celles de la période précédente. L'analyse micromorphologique révèle (Fig. 5.9, phase M2a) que IIB est un niveau de paléosol stable et drainé, très probablement sous couvert végétal. En outre, les traits illuviaux ainsi que l'altération observés dans les US 5a et 6a sous-jacentes sont sans doute les témoins d'une longue phase de stabilité (d'au moins plusieurs siècles) de ce paléosol dans l'ensemble de la cuvette (Courty & Fedoroff, 2002 ; Fedoroff & Courty, 2002 ; Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010). Les données palynologiques montrent une régénération locale de la forêt et un déclin de l'activité humaine qui pourtant ne disparaît pas complètement (Ledger et al., 2015).

Cette période de stabilité pédologique accompagnée d'une nouvelle fermeture du paysage correspond à la charnière entre le III<sup>e</sup> et le II<sup>e</sup> millénaire BC, ou une phase d'abandon de plusieurs siècles (Campaniforme, 2400-2200 BC) sera suivie d'une reprise ténue avec des indices d'occupation au Bronze Ancien (sans qu'on puisse préciser d'avantage) et surtout plus tard au Bronze Moyen (Milcent, Poux, et al., 2014 ; Poux et al., 2016, 2018). Cette période est l'une des rares phases de déprise quasi-totale identifiée sur le plateau. Elle coïncide pourtant avec un climat relativement chaud et sec qui a caractérisé la fin de l'Holocène Moyen (Orombelli & Ravazzi, 1996) juste avant la péjoration climatique de 4.2 ka BP, ce qui suggère d'autres causes que les variations du climat. Les causes de cette déprise restent obscures, mais l'analyse multi-proxys indique clairement une réduction importante de l'impact anthropique et des processus géomorphologiques affectant les sols du plateau, et une certaine re-végétalisation subséquente de la cuvette et probablement de l'ensemble du plateau.

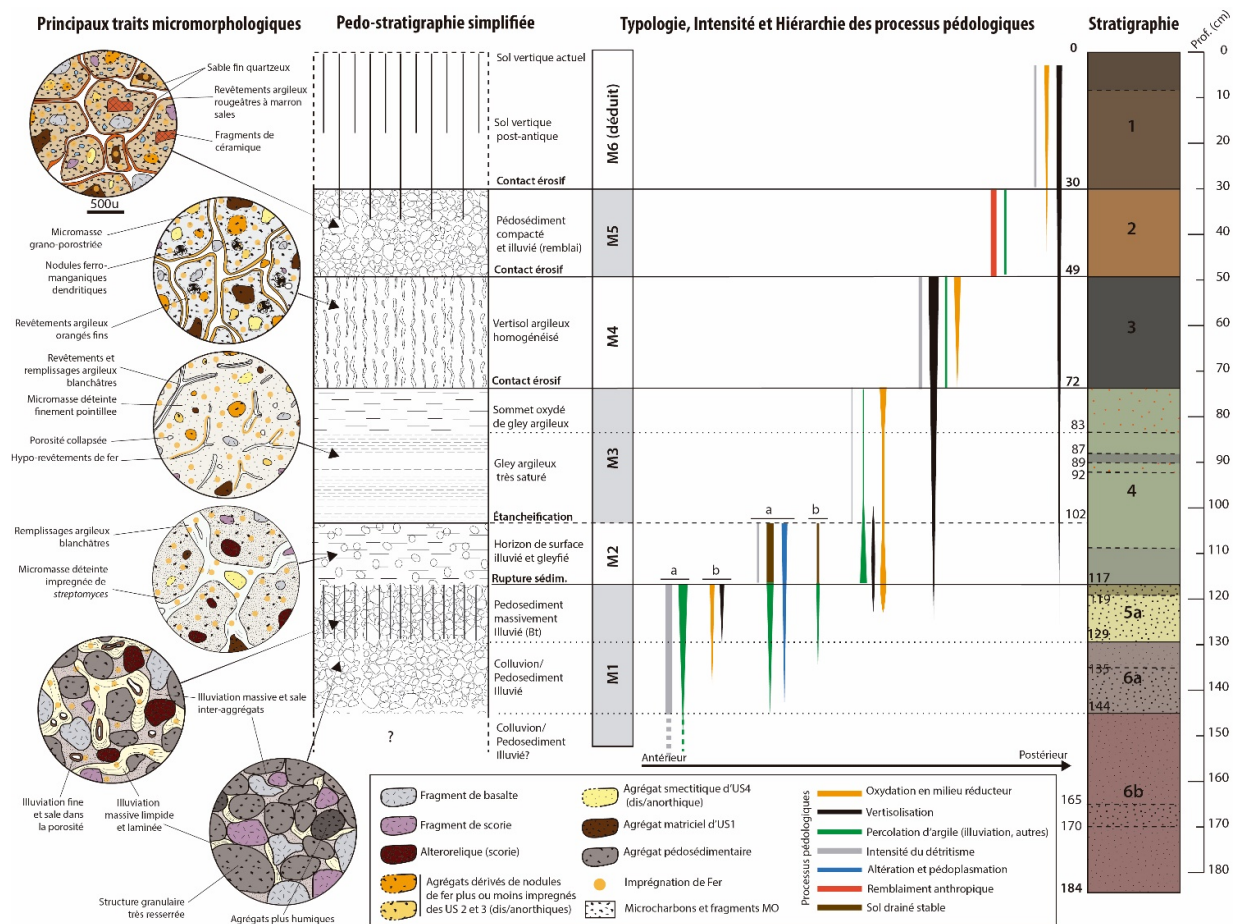


Figure 5-9. Synthèse et interprétation hiérarchisée de la succession de processus pédologiques et micromorphologiques du Lac du Puy, divisée en 6 phases micromorphologiques (M1 à M6).

### 4.3 L'Âge du Bronze

L'Âge du Bronze correspond aux phases IIIA, B et C (2269-1885 à 944-813 cal BC), c'est à dire la partie médiane et supérieure de l'US 4. Juste au début du Bronze Ancien (c. 2269-1885 cal BC), d'importantes modifications affectent la cuvette. L'analyse micromorphologique montre que dans les vides du paléosol stable précédemment développé, une illuviation rapide et poussiéreuse, riche en microcharbons et particules organiques, se dépose (Fig. 5.9, phase M2b). En même temps, la présence de quelques macrocharbons témoigne de feux locaux. L'ensemble de ces observations est interprété comme une déstabilisation anthropique du bassin qui perd sa couverture végétale (Deák et al., 2017). Les données palynologiques indiquent à ce moment une ouverture du paysage importante (Fig. 5.10) et des changements de la végétation locale. L'activité humaine s'amplifie avec des preuves d'agriculture céréalière et de pastoralisme (Ledger et al., 2015). Dans l'ensemble, tous ces indicateurs indiquent un défrichement du bassin et de ses alentours, et une altération importante de la surface de ses sols. Ceci s'est vraisemblablement accompagné de la remise en valeur agropastorale de cet espace, au moment même où des traces d'occupation réapparaissent sur le site au Bronze Ancien (Milcent, Chassan, et al., 2014).

D'autres changements majeurs se produisent durant la phase IIIA par rapport aux phases précédentes (2269-1885 à 1827-1519 cal BC), observables tant au niveau macro- que microscopique : d'une part, l'apport sédimentaire est composé quasi-exclusivement d'argiles ; d'autre part, les sédiments de la cuvette sont très rapidement l'objet de processus de réduction. Les indicateurs d'érosion (SM, ZR/Fe, *Glomus*) restent très bas et la cuvette devient très humide au regard des ratios de Fe/Mn et Mn/Ti. Les données micromorphologiques montrent la présence de rares particules grossières au sein du sédiment qui plaide pour des apports très peu intenses. Mais en revanche, elles paraissent provenir de tout le plateau, ce qui apparaît quelque peu contradictoire, car une certaine énergie est nécessaire pour assurer le transit sédimentaire entre le haut et le bas du plateau, sauf en cas de reprise de matériaux stockés non loin de la dépression argileuse.

Ces indicateurs semblent également contradictoires avec les données palynologiques qui indiquent pour cette période un paysage plus ouvert avec un développement des activités agraires et pastorales situées à proximité immédiate (Ledger et al., 2015). Dans l'enregistrement archéologique du plateau, cette période du Bronze Ancien correspond à une phase de reprise des activités humaines importante, peut-être sous-estimée jusqu'à présent, où l'existence d'un habitat est encore discutée (Milcent, Chassan, et al., 2014 ; Milcent, Poux, et al., 2014). Elle implique en tout cas un certain réinvestissement anthropique et probablement une exploitation agricole d'une partie du plateau. Des découvertes anciennes dans la cuvette témoignent également d'une présence à cette période (Poux, 2012).

Toutes ces données indiquent que, même si un impact modéré à fort sur les sols du plateau semble certain à cette époque, il n'affecte pas la cuvette en termes détritiques : il s'agit d'ailleurs de la phase hydrosédimentaire la plus calme de toute la séquence.

Cette contradiction entre un plateau anthropisé et une cuvette isolée des apports détritiques perdure aux phases IIIB et IIIC. Elle ne peut être expliquée qu'avec l'hypothèse d'un aménagement protégeant l'espace du Lac du Puy et filtrant les apports sédimentaires exogènes, en lien avec des modalités d'exploitation spécifiques et la présence d'eau. Les données palynologiques suggèrent une utilisation agropastorale de la cuvette, très nettement en hausse en Europe occidentale à cette période (Barker, 1985 ; Rösch, 1998, 2013 ; Styring et al., 2017). Ce mode d'exploitation s'est peut-être accompagné d'un aménagement spécifique de délimitation physique de la cuvette, de manière analogue à la situation actuelle. Cet aménagement a pu être végétal ou architectural (couronne de végétation naturelle, haie, murets), mais dans tous les cas il a fortement filtré et tamponné les entrées sédimentaires dans le bassin.

Même des ouvrages végétaux très simples peuvent jouer un rôle efficace de barrière, mais aussi de filtre des flux hydrosédimentaires (Rey, 2005). L'installation d'un aménagement de protection autour de la cuvette est donc l'explication la plus vraisemblable du filtrage granulométrique du sédiment que les études ont révélé, en dépit d'une érosion et d'un ruissellement probablement accrus sur les sols d'un plateau au moins en partie cultivé. Ces flux auraient continué à pénétrer dans le bassin, mais à y apporter uniquement leur charge d'argiles en suspension. Il n'est pas exclu non plus que des modes de gestion partiellement pastoraux du plateau (pelouses), ou bien d'autres aménagements agricoles, du fait de l'amélioration des techniques agraires depuis le Néolithique (Barker, 1985 ; Rösch, 1998, 2013), aient pu contribuer à réduire en général l'érosion des sols et la propagation vers l'aval des flux sédimentaires.

L'analyse micromorphologique montre également une illuviation quasi complète des vides ouverts dans le paléosol sous-jacent, provoquant son colmatage. Ce colmatage a été suivi de l'installation de conditions verticales qui ont cédé rapidement leur place à des conditions réductrices franches et stables, propres d'un environnement engorgé de manière permanente. Une détérioration du drainage aussi rapide et complète aboutissant à l'étanchéification de la cuvette est à mettre en relation avec l'abondant apport de fines propre à cette période. En effet, les argiles se sont déposées au fond de la cuvette, mais ont aussi percolé par illuviation dans la porosité du paléosol sous-jacent, où elles se sont ajoutées aux illuviations précédentes qui avaient déjà nettement diminué la perméabilité du profil. Les microcharbons en augmentation depuis la fin de la phase IIB (Fig. 5.10) peuvent indiquer que le feu a été utilisé de manière récurrente pour créer et maintenir un espace apte au pâturage dans la cuvette. Il a été démontré que les cendres, en abaissant le PH du sol et en introduisant des ions  $K^+$ , favorisent notablement la défloculation et l'illuviation des argiles (Slager & van de Wetering, 1977 ; Huisman et al., 2012 ; Deák et al., 2017). Ce mécanisme impliquant feu et pastoralisme, dont l'efficacité et la complémentarité sont documentées par l'archéologie expérimentale (Pavelka et al., 2017), est par ailleurs rétroalimenté tant que ce mode d'exploitation se maintient. Les pratiques agropastorales ont donc pu contribuer à l'étanchéification des sols de la cuvette dès le Bronze Ancien (phase IIIA), qui sont devenus des gleys très réducteurs et saturés.

La phase IIIB s'étend de 1827-1519 à 1462-1218 cal BC et correspond approximativement au Bronze Moyen. Elle prolonge globalement les conditions hydrosédimentaires très calmes et le milieu très réducteur installé lors de la phase précédente (probablement une prairie engorgée). Cependant au niveau micromorphologique, on observe que les conditions réductrices sont un peu plus irrégulières que dans la phase IIIA. Les données géochimiques (Fig. 5.10) montrent aussi que la phase est de manière générale un peu plus sèche et présente des conditions hydrologiques ainsi que des apports hydrosédimentaires plus irréguliers que précédemment. En effet, une succession d'oscillations des indicateurs d'oxydoréduction (Fe/Mn, Mn/Ti) ainsi que de détritisme (SM, Zr/Fe, Ca/Fe) se manifestent suggérant des variations rapides de l'humidité de la cuvette et des d'apports détritiques un peu plus intenses et grossiers. La palynologie indique pour cette phase, suite à une fermeture mineure du paysage, une ouverture plus prononcée et une augmentation de la surface en culture (Ledger et al., 2015), accompagnée d'un pic mineur de microcharbons.

La co-variation de tous ces indicateurs semble écarter une causalité climatique : d'ailleurs, la période correspond plutôt à une phase de péjoration climatique et de déprise, notée tant localement que régionalement (Berger et al., 2000 et 2007 ; Gauthier et al., 2008 ; Magny et al., 2009 ; Milcent, Poux, et al., 2014), mais que l'on ne retrouve pas au Lac du Puy. L'enregistrement archéologique du Bronze Moyen suggère au contraire la présence d'un habitat à cette période, bien qu'encore peu documenté sur le plateau (Poux et al., 2018).

La phase IIIC s'étend de 1462-1218 à 944-813 cal BC, en englobant l'ensemble de l'Age du Bronze Final. Les données micromorphologiques et géochimiques montrent des conditions similaires à celles de la phase IIIA, avec un détritisme très faible et des conditions très réductrices. La palynologie montre un paysage très ouvert et cultivé, avec très peu d'arbres (Ledger et al., 2015). En revanche à l'extrême fin de la phase ces mêmes indicateurs montrent des conditions similaires à celles de la phase IIIB avec un détritisme un peu plus important et un assèchement certain, mais aussi de l'activité biologique et une certaine stabilité pédo-paysagère. Le paysage se ferme à nouveau un peu

ou se compartimente, les surfaces vouées aux cultures diminuent ou s'éloignent du bassin, alors que les indicateurs de pastoralisme augmentent un peu.

La similarité des différents indicateurs pour les phases IIIB et le sommet de IIIC suggère un certain parallélisme entre les situations de la cuvette au Bronze Moyen et au Bronze Final 3, alors qu'une agglomération extensive se développe sur le plateau (Milcent, Chassan, et al., 2014 ; Ledger et al., 2015). En considérant que l'état de la cuvette dépend grandement de facteurs de forçage anthropiques, on peut proposer à titre d'hypothèse que la phase IIIB (Bronze Moyen) indique peut-être un certain renforcement de l'habitat sur le plateau. Par opposition les phases IIIA et le début de IIIC (Bronze Ancien et Bronze Final 1-2) seraient des phases d'impact majoritairement agricole. Deux *patterns* d'impact semblent donc alterner au cours de l'Age du Bronze. Ce schéma est en relative concordance avec l'enregistrement archéologique de l'Age du Bronze à Corent (Milcent, Poux, et al., 2014 ; Poux et al., 2018), bien que le Bronze Ancien et Moyen demeurent encore méconnus du fait des biais et difficultés inhérents à la fouille archéologique.

#### 4.4 L'Age du Fer et la Romanisation

L'Age du Fer est représenté dans la séquence par les phases IVA et IVB (Fig. 5.10), qui coïncident avec l'US 3 et s'étendent de 944-813 cal BC à 49 cal BC-111 cal AD d'après le modèle d'âge. Cependant, le chapitre précédent a permis de constater que ceci n'est pas totalement exact. En effet, après un hiatus ou une période de très faible accumulation, le passage à la phase IVA suppose que se soit produit un changement majeur de la topographie et de l'hydrologie de la cuvette, suite à l'implantation d'une grande batterie de silos au VI<sup>e</sup> ou au V<sup>e</sup> siècle BC (voir chapitre précédent). La sédimentation ne reprend qu'au V<sup>e</sup> siècle BC, et de ce fait la phase II n'enregistre vraiment que le Premier Fer 3 et le Deuxième Fer ou La Tène (V<sup>e</sup> à I<sup>er</sup> siècles BC).

La phase IVA correspondrait à la fin du Premier Fer et probablement au début de La Tène, alors que la phase IVB s'étendrait jusqu'à la Tène finale. Malheureusement, cette distinction est difficile du fait de la perte de qualité et de l'homogénéisation du signal dues aux processus de vertisolisation observés à l'échelle microscopique, ainsi qu'à la désorganisation durable du système hydro-sédimentaire du fait de l'implantation de la batterie de silos dans les siècles précédents. Ces conditions de l'enregistrement sédimentaire imposent plus de précautions d'interprétation que pour les phases précédentes.

L'analyse micromorphologique et des caractéristiques macroscopiques de l'ensemble des caractéristiques de l'US3 suggère que des apports détritiques discontinus arrivent dans la cuvette à un rythme nettement plus rapide que précédemment. Sur ces apports sédimentaires se développe une vertisolisation active durant quatre ou cinq siècles au minimum, au vu de la maturité des traits vertiques (Kovda & Mermut, 2010) qui affecte l'US 3 mais aussi les US 4 et 5a, plus en profondeur. La présence de spicules d'éponge et de nombreux phytolithes indique une surface fréquemment inondée et peut-être enherbée. Le signal géochimique de IVA est aussi nettement plus détritique que celui de IIIC, avec une source vraisemblablement pédogénique (hausse mineure de SM, et majeure de Zr/Fe et Ca/Fe).

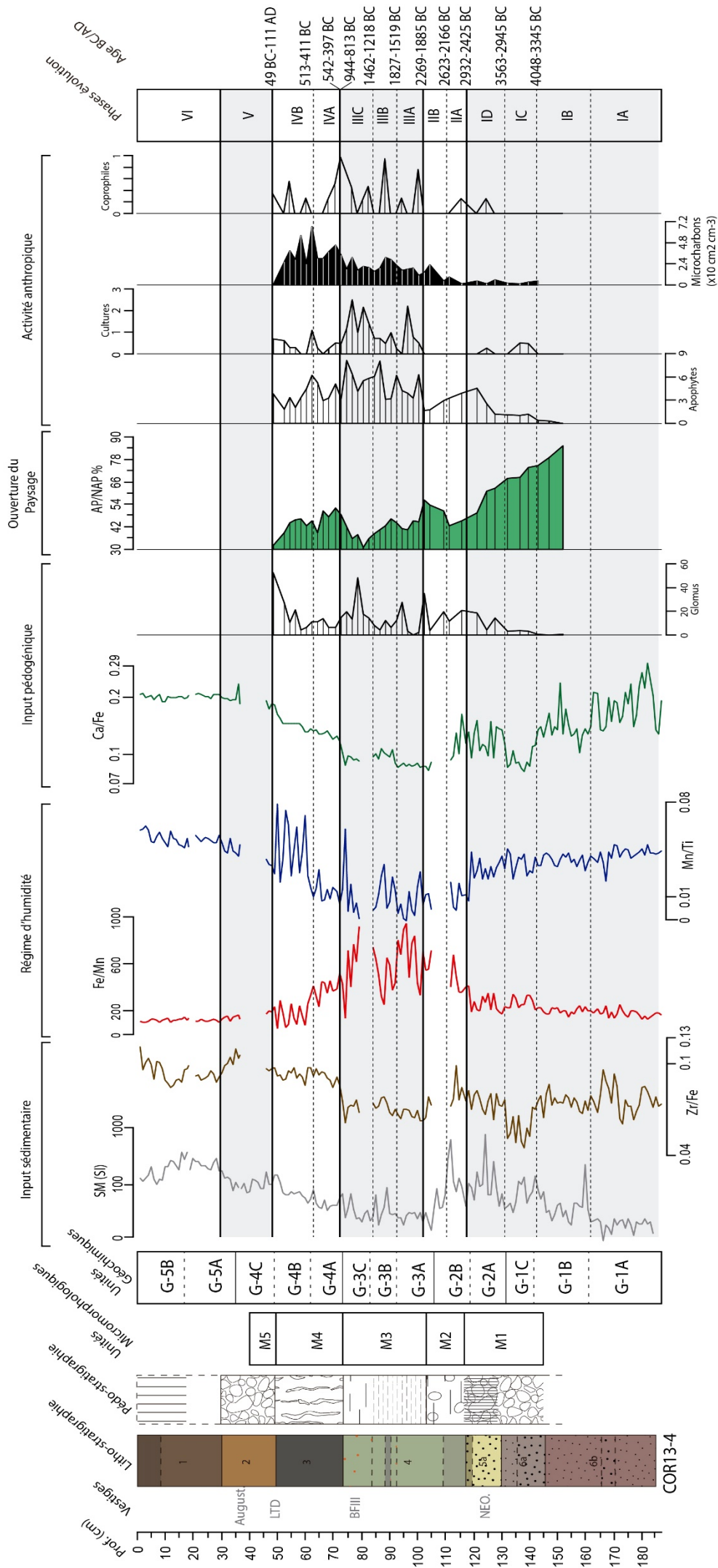


Figure 5- 10. Synthèse multi-proxy des différents indicateurs paléoenvironnementaux obtenus pour la carotte COR13-4. Les données palynologiques et la courbe de microcharbons proviennent de **Ledger et al., 2015** avec la permission des auteurs. Les âges correspondent aux bornes du modèle d'âge amélioré (cf. 3.1). SM : Susceptibilité Magnétique. AP : Pollen d'arbres. NAP : Non-Arbor-Pollen.

Les ratios Fe/Mn et Mn/Ti suggèrent des conditions plus sèches que lors de la phase précédente, mais encore relativement humides. Le paysage est à cette période un peu plus fermé, mais les marqueurs d'activité anthropique restent présents, même si la forte altération post-dépositionnelle (érosion, inondations saisonnières) complique l'interprétation des assemblages polliniques (Ledger et al., 2015).

L'ensemble des indicateurs suggère que la pression anthropique sur le milieu se réduit pendant cette période, résultat cohérent avec les observations d'une déprise partielle de la toute fin du Premier Fer ainsi que durant la Tène Ancienne et Moyenne (Poux et al., 2018). Cependant, les processus hydrosédimentaires sont plus actifs que lors de la phase précédente et fournissent à la cuvette des flux intermittents chargés de sédiment d'origine pédogénique en provenance du plateau. Ceci peut s'interpréter comme la conséquence de l'abandon du site Hallstattien, vraisemblablement détruit par le feu (Milcent, Poux, et al., 2014), ainsi que de la batterie de silos. Cet abandon après une intense déstabilisation du système hydrosédimentaire (voir chapitre précédent) aurait été suivi d'un démantèlement partiel des sols formés pendant le Premier Fer sur le plateau (Milcent, Poux, et al., 2014). Un pic important de microcharbons au début de cette phase IVA vient appuyer cette interprétation (Fig. 5.10).

La phase IVB témoigne d'une augmentation générale des flux détritiques, toujours en partie pédogéniques, associée à une érosion des sols intense (cf. pics de SM, Zr/Fe, Ca/Fe, *Glomus*). Ces phénomènes s'intensifient vers la fin de la phase. La micromorphologie montre une accentuation des oscillations d'humidité vers le haut de l'unité : les saturations deviennent plus courtes et sont suivies d'assèchements brusques. Les indicateurs géochimiques (Fe/Mn, Mn/Ti) appuient fortement cette interprétation. En outre, la granulométrie devient plus grossière avec une part plus importante de scories, et les marqueurs d'activité anthropique (os, charbon, céramique) deviennent plus fréquents. La possible pollution au cuivre au sommet de cette phase dans COR13-2 indique une activité métallurgique toute proche. Tout ceci témoigne d'une pression anthropique croissante accompagnée d'apports hydrologiques intenses et discontinus, en provenance de secteurs qui s'étendent vers le sommet du plateau. Les données palynologiques montrent le maintien d'une érosion importante et d'une forte activité anthropique (Ledger et al., 2015).

Pendant cette période l'*oppidum* laténien s'installe et se développe rapidement sur le plateau, qui est graduellement investi jusqu'à son occupation complète (Poux, 2012). Le bassin lui-même ne semble pourtant pas occupé pendant cette période (Mayoral et al., 2018). Le signal sédimentaire enregistré dans la cuvette est cependant cohérent avec le fort impact sur les sols associé à l'expansion de l'*oppidum* pendant le II<sup>e</sup>-I<sup>er</sup> siècle BC. Les cycles de mise en eau/assèchement brutaux et répétés ont sans doute été favorisés par l'impact massif de l'*oppidum* sur les sols du plateau. Ceci indique que, même si le Lac du Puy n'était pas lui-même le lieu d'une activité à cette période, sa dynamique hydrosédimentaire a été un excellent indicateur des activités qui se développaient sur l'ensemble du plateau de Corent du fait de la connectivité hydrosédimentaire accrue.

La phase V a été interprétée dans le chapitre précédent comme un niveau de remblai généralisé de la cuvette à l'extrême fin de l'Age du Fer ou au début de la période augustéenne (c. 50-30 BC). La date fournie par le modèle d'âge pour la base de cette phase (49 BC-111 AD) est globalement cohérente avec la datation archéologique. Les données géochimiques sont peu nombreuses et permettent seulement d'entrevoir un apport d'origine pédologique peut-être plus fort et des conditions plus



sèches que lors de la phase précédente, ces résultats étant cohérents avec un remblaiement de la cuvette. La micromorphologie montre une surface dépourvue de végétation, compactée et plutôt sèche au sommet de l'US 2. Sur cette surface se produit une illuviation rapide et poussiéreuse. Tout ceci est cohérent avec l'apport en remblai de cette unité au sommet l'US 3 (Fedoroff, Courty, & Guo, 2010 ; Deák et al., 2017). Le bassin est donc vraisemblablement terrassé et remblayé pour étendre l'espace de l'oppidum aux dépens de la cuvette souvent inondée lors de la phase précédente. En revanche, la rareté de vestiges archéologiques ne permet pas de préciser la nature de cet espace, bien que leur faible densité suggère un espace ouvert de transit (Mayoral et al., 2018).

La phase VI représente l'évolution post-antique de la cuvette ainsi que l'activité pédologique actuelle. De ce fait, on ne peut pas l'interpréter au-delà d'un détritisme général en augmentation mais sans pulsions majeures et des conditions un peu plus sèches cohérentes avec les travaux de drainage historiques. La forte imbrication des traits pédologiques et l'absence de dates ne permettent pas de situer chronologiquement avec exactitude les événements pédo-sédimentaires post-antiques. La hiérarchisation des observations micromorphologiques suggèrent cependant que postérieurement au remblai de la phase V ont eu lieu des reprises de la sédimentation, accompagnées de saturations réduites et de courte durée de la cuvette, après lesquelles s'est développée une vertisolisation de faible à moyenne intensité qui se poursuit aujourd'hui.

## 5-Conclusions

Une première approche géoarchéologique a permis de bâtir un cadre chrono-stratigraphique général de l'évolution paléoenvironnementale du bassin du Lac du Puy, et de caractériser ses grandes phases d'évolution où l'homme fut sans doute un acteur majeur. L'objectif de ce chapitre était d'approfondir l'interprétation par des analyses micromorphologiques et géochimiques, et de nouvelles datations radiocarbone, pour affiner la compréhension des interactions socio-environnementales mises en évidence dans et autour de cette zone humide depuis le Néolithique.

Pour ceci, la séquence pédosédimentaire naturelle a fait l'objet d'analyses géoarchéologiques multi-indicateurs sur deux carottes. Les données micromorphologiques ont été précieuses pour comprendre la succession de processus pédosédimentaires qui ont affecté la cuvette, en particulier dans les niveaux anciens où les emboîtements étaient complexes. L'analyse géochimique des deux carottes a permis d'affiner les interprétations de certains niveaux pour lesquels les analyses micromorphologiques s'étaient révélées peu discriminantes. Le modèle âge-profondeur préexistant a également été affiné. L'ensemble de ces données ont été discutées en les intégrant aux données palynologiques et archéologiques disponibles pour la cuvette et la partie basse du plateau.

Au Néolithique Moyen et Final, un fort impact a affecté les sols du plateau durant les deux principales phases d'activité anthropique de la période, séparées par une phase plutôt agricole (ou pastorale ?) qui a moins dégradé la couverture pédologique du plateau. A la fin du Néolithique, cet impact a diminué jusqu'à cesser quasi complètement. Le Campaniforme et le début du Bronze Ancien ont été une période de stabilité, de pédogenèse et de reprise de la forêt dans la cuvette, concomitante d'une réduction marquée de l'occupation sur le plateau. Au cours du Bronze Ancien, le Lac du Puy a été réinvesti et probablement consacré à une exploitation agropastorale. Ce mode

d'exploitation accompagné de la mise culture extensive du plateau a été probablement le catalyseur du processus d'étanchéification de la cuvette qui est très probablement devenue une prairie humide.

L'évolution de la cuvette au cours de l'Age du Bronze a été rythmée par une alternance de phases d'impacts contrastés : le Bronze Ancien et le Bronze Final 1-2 apparaissent comme des phases d'impact plutôt agricole et pastoral ; par opposition, au Bronze Moyen et Final 3 l'impact semble être en lien avec l'expansion de l'habitat et des modifications probablement plus importantes des conditions hydrosédimentaires dans la cuvette.

L'Age du Fer reste une période plus difficile à interpréter du fait des caractéristiques du sédiment. On note cependant qu'un changement majeur et permanent dans la dynamique hydrosédimentaire du bassin s'opère suite à l'abandon de la batterie de silos et du site Hallstattien. Le Lac du Puy devient alors une cuvette que des flux hydrosédimentaires inondent temporairement. L'oppidum de la fin de l'Age du Fer intensifie la perturbation des sols du plateau, et au cours du I<sup>er</sup> siècle BC la cuvette est probablement devenue un espace marginal qui reçoit tous les flux hydrosédimentaires du plateau. Le bassin est remblayé vers 50-30 BC, probablement suite au besoin d'espace lors de l'extension finale de l'oppidum, et cède sa place à un espace ouvert de circulation. Bien qu'après l'Antiquité ces conditions se dégradent un peu et que le Lac du Puy redevienne une zone humide, il ne retrouvera jamais un fonctionnement pleinement naturel.

L'approche multi-proxys développée dans ce chapitre s'est montrée très efficace pour discuter et comprendre les interactions socio-environnementales dans ce bassin intra-urbain. Les résultats révèlent que, malgré les peu nombreuses et courtes phases de déprise, l'influence de l'activité humaine est restée constante. L'impact anthropique est quasi-systématiquement le principal facteur de contrôle de l'évolution des conditions hydro-pédo-sédimentaires de la cuvette. Ceci s'explique en bonne partie par sa grande sensibilité aux activités humaines, qui découle de ses modestes dimensions et du *continuum* d'occupation du plateau pendant cinq millénaires.

Les sociétés successives ont aménagé et exploité le bassin de manières différentes en fonction du mode d'occupation du plateau et de l'évolution des pratiques agro-pastorales. Ceci a provoqué des modalités et intensités d'impacts différentes, menant parfois à des modifications majeures du système (Bronze Ancien ou premier Age du Fer par exemple). Ces moments-seuil ont conduit à de nouveaux états d'équilibre du système plus ou moins durables. Ceci a modifié en retour les caractéristiques pédologiques et les potentialités d'utilisation de la cuvette, en impactant les activités des sociétés humaines.

Cette trajectoire d'anthropisation du système a mis en évidence des va-et-vient notables et des phases critiques, mais elle témoigne globalement d'une progression et intensité croissante de l'impact. Sa dynamique rétroalimentée d'action-réaction représente un exemple clair de coévolution entre l'homme et son environnement. Les phases de proto-urbanisation du I<sup>er</sup> millénaire BC causent les impacts les plus sévères, qu'on pourrait qualifier de « définitifs » dans la cuvette. Cependant, les phases d'anthropisation antérieures, aux effets plus subtils n'en sont pas moins remarquables, faisant du Lac du Puy un anthroposystème quasiment depuis le Néolithique Moyen.



# VI

## ORIGIN AND GEOMORPHOLOGICAL EVOLUTION OF THE LANDSLIDE-DAMMED BASIN OF LA NARSE DE LA SAUVETAT (MASSIF CENTRAL, FRANCE)\*

\*Ce chapitre correspond à un article de même nom soumis à la revue *Geomorphology*. Il entreprend une analyse géomorphologique du bassin hydromorphe de la Narse de la Sauvetat, discute son origine et caractérise ses principales phases d'évolution morpho-stratigraphique et pédo-sédimentaire.



# Origin and geomorphological evolution of the landslide-dammed basin of la Narse de la Sauvetat (Massif Central, France)

Alfredo MAYORAL<sup>1\*</sup>, Jean-Luc PEIRY<sup>2</sup>, Jean-François BERGER<sup>3</sup>, François-Xavier SIMON<sup>4,5</sup>, Franck VAUTIER<sup>4</sup> & Yannick MIRAS<sup>1,6</sup>

<sup>1</sup>Université Clermont Auvergne, CNRS, GEOLAB, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France

<sup>2</sup>CNRS UMI3189 ESS, Université Cheik Anta Diop, Faculté de Médecine, BP5005, Dakar Fahn, Senegal

<sup>3</sup>CNRS, UMR 5600, EVS-IRG & Université Lyon 2, 5 avenue Pierre Mendès-France, F- 69676 BRON

<sup>4</sup>Université Clermont Auvergne, CNRS, Maison des Sciences de l'Homme, F-63000 CLERMONT-FERRAND, France.

<sup>5</sup> Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, 9 rue Lavoisier, 25000 Besançon & UMR 6249, Laboratoire Chrono-environnement, 16 route de Gray, 25030 Besançon cedex, FRANCE

<sup>6</sup>UMR 7194 CNRS/MNHN/UPVD Institut de Paléontologie Humaine, 1 rue René Panhard, 75013 Paris. FRANCE.

\*Corresponding author. E-mail : [alfredomayoralpascual@hotmail.com](mailto:alfredomayoralpascual@hotmail.com)

**Keywords:** Limagne Plain, hydromorphic basin, landslide dam, palaeovalley, Holocene, French Massif Central

## ABSTRACT

This work is the first geomorphological analysis of *La Narse de la Sauvetat*, a hydromorphic basin located in the southern *Limagne* plain (French Massif Central) which had never been studied despite its great palaeoenvironmental interest. The objectives are here to discuss the origin and to characterize the morphostratigraphic and pedosedimentary evolution of the basin, in order to assess its potential for further palaeoenvironmental studies. We used an integrative approach involving geomorphological mapping, hand auger stratigraphic cross-sections, topographic analysis based on LiDAR data and stereophotogrammetric reconstruction, geophysical prospection and radiocarbon dating. Results revealed a palaeotopography fossilized under 6 meters of sedimentary infilling, with a clear shift from fluvial to hydromorphic conditions circa 2800 cal BC, separated by a level with colluvial and lacustrine features. A detailed analysis of the eastern border of the basin also suggests the existence of a former open valley in place of the current closed depression, now locked in by a topographic threshold forming a dam. The sedimentary aggradation of the basin started with an alluvial phase during the Late Pleistocene and probably continued into the Middle and Late Holocene. In the early Subboreal, a massive landslide occurred on the western slopes of the Puy-de-Corent volcanic plateau, thereby damming the valley and forming a closed depression. This episode coincided with a general period of slope instability in Western Europe due to changing climatic

conditions. This depression evolved into a hydromorphic basin, where hydrological conditions remained roughly stable between 2800 cal BC and 500 cal AD. Then the drainage deteriorated towards palustrine conditions and caused the formation of a marsh and its consequent evolution into a shallow lake throughout the Middle Ages. This lake was drained in the late XVIII<sup>th</sup> Century. The long-term Holocene sedimentary record makes the landslide-dammed basin of *La Narse de la Sauvetat* a valuable site with an important potential for palaeoenvironmental and geoarchaeological studies in southern *Limagne*.

## 1. INTRODUCTION

The *Limagne* plain is a sedimentary basin located in the heart of the French *Massif Central*, which is drained by the Allier River and its main affluent the Dore River. The *Limagne* dark fertile soils, also called "*Terres Noires de Limagne*", have been known for their high agronomic capacities since the V<sup>th</sup> Century (Gachon, 1963; Ballut, 2000, 2001; Trément, 2011). These soils, formerly considered related to the volcanic sedimentary inputs (Lecoq, 1867), are now known to be related to the inherited hydromorphic soils with isohumic or vertic features developed in the *Limagne* plain during the Holocene (Gachon, 1963; BRGM, 1973; Ballut, 2000). The quaternary incision of the Allier River and the drainage network formation has been incomplete. Thus, vast low-topography areas of the impermeable marly tertiary bedrock infilled with quaternary alluvio-colluvial deposits are poorly drained, causing the recurrent formation of marshy areas during different phases of the Holocene. This is especially the case east of Clermont-Ferrand, in the area called *Limagne des Marais*, that has been drained since the 1960s (Ballut, 2000, 2001; Trément, 2011).

Besides the agronomic interest of its soils, the *Limagne* Tertiary and Quaternary geology and geomorphology have been widely studied since the XIX<sup>th</sup> and early XX<sup>th</sup> Century (Lecoq, 1867; Giraud, 1902; Glangeaud, 1908; Derruau, 1950; Gachon, 1963). However in the second half of the XX<sup>th</sup> Century, the main interest shifted to the palaeoenvironmental records of the Late Pleistocene and the Holocene, whose tephra deposits, dating from the last 90.000 years of local volcanic episodes of the *Chaîne des Puys*, provided a reliable chronological framework (Vernet et al., 1998; Vernet & Raynal, 2000; Nehlig et al., 2003; Boivin et al., 2004; Boivin & Thouret, 2014). As a consequence the relationship between volcanism and human settlements since the Pleistocene has been widely studied (Gachon, 1963; Daugas & Tixier, 1977; Daugas et al., 1978; Raynal, Daugas, & Pelletier, 1979; Daugas & Raynal, 1989).

In recent decades, several geoarchaeological and palaeoenvironmental studies have attempted to reconstruct the Holocene evolution in the *Limagne* plain and its associated socio-environmental interactions (Ballut, 2000, 2001; Vernet & Raynal, 2000; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003; Prat, 2006; Macaire et al., 2010; Vernet, 2013). This research is particularly necessary since the *Limagne* record is highly complementary to the well-studied lacustrine and peatlands-based palaeoenvironmental records from the nearby *Plateau des Dômes* (Miras et al., 2004, 2015; Lavrieux et al., 2013). This potential for palaeoenvironmental studies is especially interesting for protohistoric periods, with a dense and well known archaeological record in *Limagne* from the Neolithic to the Roman period (Provost & Mennessier-jouannet, 1994; Vallat, 2002). However, despite these generally favorable conditions, most of the marshy areas provide only partial palaeoenvironmental records, with short

and often non-continuous sedimentary sequences and, with some exceptions, a poor preservation of biomarkers (especially pollen) and difficulties for dating (Ballut, 2000).

One important exception, and probably the most studied sedimentary record in *Limagne*, is the palaeolake of Sarliève, situated just at the foot of the *Plateau de Gergovie*. This volcanic plateau has been excavated by archaeologists since the XIX<sup>th</sup> Century and is internationally-known for having seen active combat during the Gallic Wars (Deberge et al., 2014). Research since the 2000s in the Sarliève basin has included environmental archaeology investigations (Trément et al., 2006; Trément, Argant, et al., 2007; Trément, Mennessier-Jouannet, et al., 2007), but also abundant geomorphological and palaeoenvironmental studies, providing remarkable results (Bréhéret et al., 2003; Miallier et al., 2004; Fourmont, 2006; Fourmont et al., 2006; Hirschberger et al., 2006; Fourmont, Macaire, & Bréhéret, 2009; Macaire et al., 2010). Unfortunately results lack accurate chronological controls for key periods such as the Bronze Age and the Iron Age, often considered as the definitive consolidation of human forcing on natural systems begun during the Neolithic (Ruddiman, 2003; Bell & Walker, 2005; Dotterweich, 2013; Ellis et al., 2013; Notebaert, Berger, & Brochier, 2014). This prevents a precise use of the produced data (e.g. palynological data) and despite taking into account recent refinement of dates (Hatté et al., 2013).

Another remarkable exception is the *Lac-du-Puy de Corent*, an ancient pond situated at the summit of the Puy-de-Corent, within an archaeological site recording 5000 years of human activity (Poux, 2012; Milcent et al., 2014). The *Lac-du-Puy* delivered the first well-dated and consistent palynological record in *Limagne* with remarkable results (Ledger et al., 2015), as well as original archaeological structures from the first Iron Age (Mayoral et al., 2018). However, the particular topographical, geological, and intra-urban characteristics of this valuable sedimentary record makes it necessary for us to complete the previous findings with additional palaeoenvironmental data taken from the *Limagne* lowlands, in order to understand precisely the socio-environmental dynamics of this key period of the anthropocene. For that we propose to use complementary records obtained from sediments deposited in a 120 ha hydromorphic basin located at the foot of the SW Puy-de-Corent slopes, called *La Narse de la Sauvetat* (Fig. 1). This basin is a closed depression dug in the calcareous *Limagne* lowlands; it is known to have been a shallow lake in the Middle Ages (X-XI<sup>th</sup> centuries) and was drained in 1768 (Daugas & Tixier, 1977; Vallat, 2003). This basin has a similar geomorphological configuration and size to the *Lac de Sarliève* and is surrounded by multiple Roman sites (Vallat, 2002).

Despite its great potential interest, the basin has surprisingly been neglected by geomorphologists, palaeoenvironmentalists and archaeologists: only the rescue archaeology report from the construction of a pipeline (Vallat, 2003) provided some basic but incomplete data, confirming that the sedimentary infilling of the basin was at least 1.5m thick.

Apart from these data, the geomorphology of the basin, its origin, the nature and the stratigraphy of its sedimentary infilling, and therefore its palaeoenvironmental potential remained largely unknown before our study. Thus, this paper has three main objectives: i) to discern the origin, geometry and nature of the basin and of its sedimentary infilling; ii) to outline the main phases of hydro-morpho-sedimentary evolution and to propose their chronological framework; and iii) to assess more effectively the palaeoenvironmental potential of its sedimentary record for future studies. Our integrative field-based approach combines a large set of methods: a landform analysis based on LiDAR data and photogrammetry modeling, geomorphological mapping, geophysical prospection, the



sampling of sediment from hand augering along cross-sections, radiocarbon dating, and an analysis of historical sources.

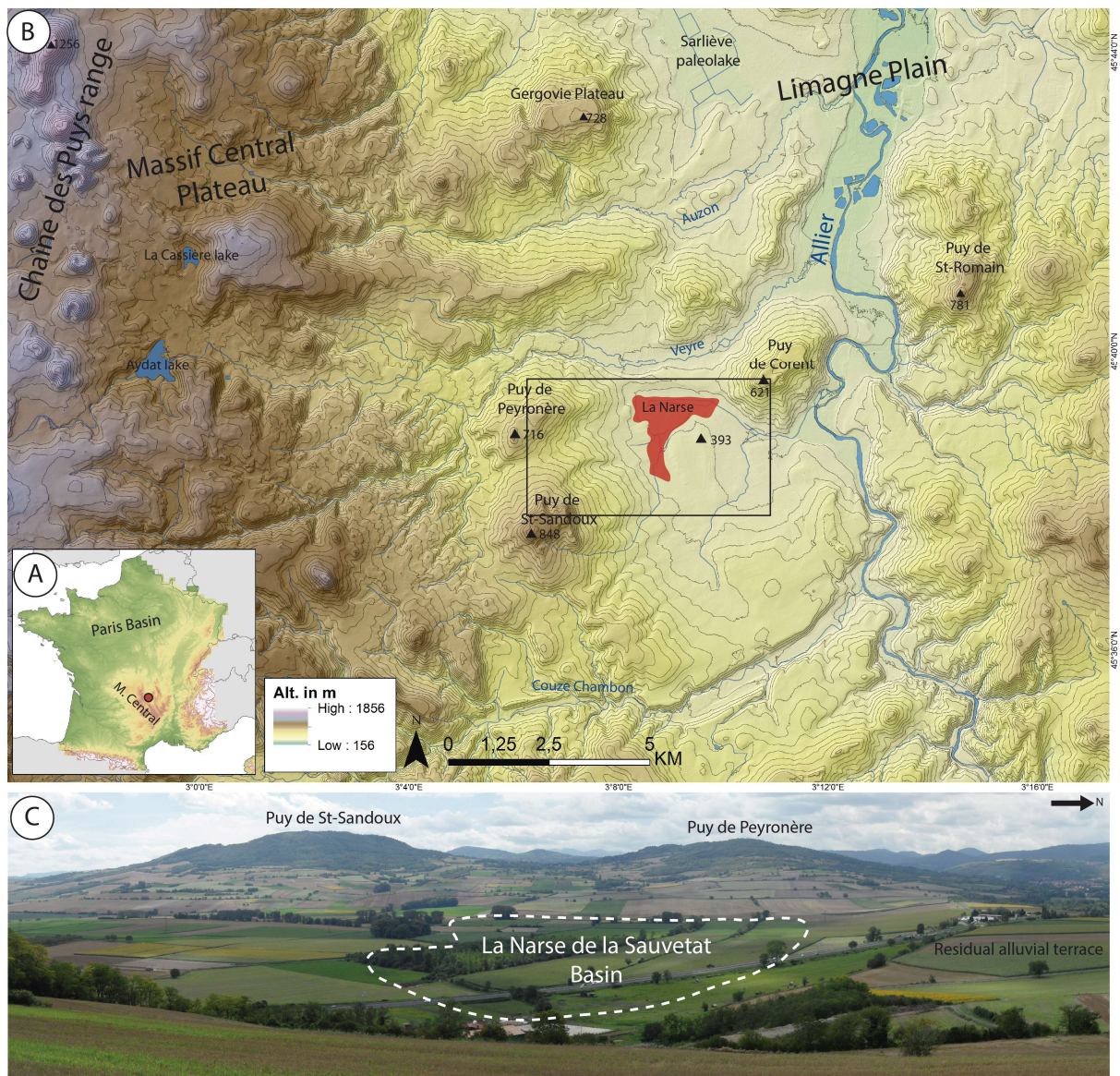


Figure 1. A) Situation of the study area in the French Massif Central. B) Situation of La Narse de la Sauvetat basin between the Puy de Corent and the Puy de Saint Sandoux, in the southern Limagne plain C) General view of La Narse de la Sauvetat basin, currently drained, from the slopes of the Puy de Corent.

## 2. GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SETTINGS

Despite a long tradition of geological studies in *Limagne* and a relatively abundant literature, the 1:50.000 geological map is not yet available in the area, even though the first geological surveys from the BRGM with this objective started in the 70s. This lack of information has been mainly compensated by data available in the literature (Bouiller, 1979), with LiDAR data from the research program AYPONA and with fieldwork carried out for the purposes of the current study.

The *Limagne* plain is a Cenozoic tectonic intra-mountainous depression in the heart of the Massif Central, resulting from post-orogénical distension processes after the alpine movements. This elongated depression has a n-s major axis (90 km) and is 15 to 40 km wide. It is open on its northern border but confined in the east by the *Monts du Livradois-Forez* and in the west by the *Limagne* normal fault and the variscan basement of the Massif Central plateau. This area, locally called *Plateau des Dômes* (800 m), includes the internationally-known tectono-volcanic complex *Chaîne des Puys-Limagne Fault* (Boivin et al., 2004). The Cenozoic *Limagne* plain is largely dominated by flat or tabular topographies between 300 and 400 masl and is drained by the Allier River and its tributaries. The southern *Limagne*, so called the *Limagne des Buttes*, narrows gradually to the south and includes several volcanic plateaus (500 to 800 masl) aged from the Miocene to the late Quaternary.

During the Alpine Orogeny (upper Eocene to lower Miocene), the *Limagne* graben was formed by normal faulting of the granitic Variscan basement of the Massif Central, similarly to other eo-oligocene grabens of the Western-European rift area such as the Rhone, Rhine or Eger grabens (Michon, 2001; Nehlig et al., 2003). A lacustrine carbonated continental sedimentation occurred in *Limagne* from the upper Eocene to the lower Miocene, with rare marine incursions. This Cenozoic sedimentary sequence includes marls, clays, sands, limestones and sandstones, and very occasionally gypsum, anhydrite and halite, deposited in a shallow water environment (BRGM, 1973).

The quaternary volcanoes have left abundant deposits from the Oligocene (65 MA) to the Holocene (7000 BP) in the entire area (Nehlig et al., 2003). The Miocene *Limagne* volcanism (phreatomagmatic breccias and basalt) is mainly represented by the *Puy de Saint-Sandoux* (848 m), *Puy de Saint Romain* (781 m) and the *Plateau de Gergovie* (744 m). Simultaneously, the shaping of the current relief of the basin of *Limagne* started with the upper Miocene incision of the paleo-Allier. Pliocene and Pleistocene volcanism (basalts, trachyte, tuff, breccia and debris) is associated with the activity of the *Mont-Dore-Sancy* Massif, present in the study area by the *Puy de Corent* (621 m), by the lava flow of the *Montagne de la Serre*, and by other southwestern lava and debris flows (Fig. 2). During the Pliocene and the Pleistocene, the fluvial incision of the paleo-Allier continued and gradually eroded soft sedimentary rocks between the harder volcanic materials, producing inverted volcanic reliefs distributed all over the area (*Plateau de Gergovie*, *Montagne de la Serre*, *Puy de Corent*, etc.).

The most recent volcanic activity (Late Pleistocene to early Holocene) was produced by cones and lava flows from the *Chaîne des Puys*, forming a n-s alignment of cones parallel to the *Limagne* Fault and culminating at the *Puy de Dôme* (1465 masl) (Boivin et al., 2004; Boivin & Thouret, 2014). Thus, in the late Quaternary, the main morphostructural ensembles of the landscape are inverted reliefs (volcanic plateaus), calcareous lowlands, Allier river valley and variscan basement areas.



Figure 2. Simplified geological map of the study area, modified from BRGM geological map n°717 (Veyre-Monton, in progress). The black frame represents the study area, detailed in Fig.3.

The main quaternary deposits in southern *Limagne* are alluvial terraces with estimated ages from 1 MA to early Holocene (Raynal, 1984; Ballut, 2000; Pastre, 2005). Alluvio-colluvial deposits derived from marls, so-called *Limagne complex*, are typical of low-topography and poorly drained marshy depressions in calcareous Cenozoic bedrock of central and southern *Limagne* (Gachon, 1963; Bornand et al., 1968; BRGM, 1973; Ballut, 2000).

Although this complex is better developed in Holocene marshes of the *Limagne des marais* (east and north of Clermont-Ferrand), it can be also seen in southern *Limagne*, chiefly in the *Sarliève* palaeolake and *la Narse de la Sauvetat* basin (Fig. 1 & 2). Other minor superficial formations are regolith in the variscan basement (*Plateau des Dômes*, *Horst de Saint-Yvoine*) or volcano-sedimentary colluvium in the slopes of the volcanic plateaus. These colluvial formations can locally have decametric thicknesses, especially on the northern slopes of the volcanic plateaus, with abundant solifluction and common landslides such as in the Puy de Corrent or the *Plateau de Gergovie* slopes (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980; Vidal, Hervé, & Camus, 1996; Vidal & De Goër, 1997).

*La Narse de la Sauvetat* catchment is located between the slopes of the volcanic plateau of Corrent and the domes of *Peyronère* and *Saint-Sandoux* (Fig.1). It is a closed basin excavated from Miocene marly lowlands of *Limagne* and hitherto interpreted as an alluvio-colluvial infill, similar to the *Limagne complex* (Bornand et al., 1968; BRGM, 1973). The basin has a w-e elongated shape (2km x 800 m) and covers *circa* 120 ha. A topographic threshold situated in its eastern extremity without any outlet prevents its natural drainage towards the Allier drainage network (see Fig. 1).

Therefore the bottom of the basin concentrates water and sediment flows from several small flat valleys coming mainly from the slopes of the *Puy de Saint Sandoux* and *Peyronère* in the west, and the *Puy de Corrent* towards the east. The whole basin has an extremely flat topography with its lowest point at 368 masl. Soils are hydromorphic dark soils with isohumic/vertic characteristics (Bornand et al., 1968). They were drained several times from 1768 to the current day (Vallat, 2003) and are now

covered by crops. The climate is semi-continental with cold winters and relatively hot summers. Precipitation is drastically reduced (585 mm) by the barrier effect of the Massif Central to the western atmospheric circulation and the foehn effects (Gachon, 1963; Ballut, 2000).

### 3. MATERIALS AND METHODS

#### 3.1 LiDAR survey, geomorphological mapping, photogrammetric analysis

We used a high resolution LiDAR survey performed by an airborne laser scanner in March 2014 and covering a 22 sq. km area around the Puy de Corent. It partially covers the *Narse de la Sauvetat* basin and is especially relevant in the area closest to the slopes of the Puy de Corent and the threshold closing the basin. The points cloud was classified with an MCC-LiDAR algorithm (Evans & Hudak, 2007), thus improving the filtering results obtained by the data provider (Simon et al., 2015). Classified bare earth points were then interpolated using the natural neighbor method and converted into a raster DTM with a resolution of 0.5 m, considered optimal for geomorphological analysis (Lin et al., 2013; Mcneary, 2014; Tarolli, 2014). The slope raster and the Local Relief Model (Hesse, 2010) were calculated in a selected area of the resulting DTM (topographic threshold, see Fig. 4) using an open source toolbox (Novák, 2014). Both models have proven to be amongst the most efficient techniques to detect microtopographical features (Bennett et al., 2012; Stular et al., 2012; Mayoral et al., 2017). The kernel size used was 25 m, considered optimal to detect metric scale features (Hesse, 2010; Bennett et al., 2012). As the high resolution LiDAR data only covered a small part of the study area, we combined it with data from the open access 10m resolution DTM produced by the *Centre Régional Auvergnat d'Information Géographique* (CRAIG). Color-cast elevation models, hillshade models and slope models were computed at the scale of the whole study area.

The geomorphological mapping of the study area was performed using a classical approach, based on extensive fieldwork combined with an aerial imagery analysis. It allowed us to produce quickly a geomorphological sketch useful for the general analysis of the catchment and to select the most appropriate stations for a hand augering campaign. In order to optimize the fieldwork, all available cartographic data were first analyzed: DTMs, topographic maps (1:25.000), former geological and geomorphological data (Bouiller, 1979; Greffier, Restituto, & Héraud, 1980), and aerial imagery. Secondly, we focused our fieldwork on confirming and detailing the geomorphological interpretation of landforms detected by imagery analysis, and on the pedo-sedimentary characterization of surficial formations in the whole area where outcrops were visible. Thirdly, we combined data from imagery and data collected in the field on ArcGIS 10 in order to digitize the map of the final geomorphological interpretation (Fig. 3). Additionally, historical maps available on this area were studied to complete geomorphological or palaeoenvironmental data concerning the last few centuries: amongst them, only the *Atlas de Trudaine* (1745-1780) had a real geomorphological interest and is therefore presented in this paper (Fig. 5).

A crucial point of interest for the geomorphological reconstruction was the topographic threshold area. This was highly disturbed in 1978 by the construction of the A75 highway. In order to

understand better how it closed the *Narse de la Sauvetat* basin before the highway construction, a 3D stereo-photogrammetric modeling was performed to reconstruct the former topography : a set of 1962 aerial images and LPS 2012 software (ERDAS Imagine) were used to create a DTM, which was manually corrected by stereoscopic viewing using Terrain Editor module (Vautier et al., 2016). The resulting topographic points cloud was interpolated on ArcGIS to produce a 0.4m resolution DTM.

### 3.2 Field survey: hand auger logs and geophysical prospection

Firstly, based on the geomorphological mapping, two transects of hand auger logs were implanted (C1 to C22, see Figs. 8 and 9) along two cross-sections perpendicular to the main basin drainage axis. Spaced at 30m intervals, logs were geolocated in XYZ with a Trimble GEO7X DGPS of centimetric accuracy. Drillings were performed as deep as possible down to bedrock or a layer too hard to be drilled. Litho-stratigraphic logs were built based on pedo-sedimentary description and characterization of material. Depths of stratigraphic changes were noted as precisely as possible in order to reconstruct stratigraphy at the scale of cross-sections and sedimentary basin. Field descriptions were sometimes enriched with the observation of the sediment coarse fraction on sieved samples (see 3.3). Systematic sampling was avoided considering that sediment obtained from the hand auger is potentially reworked or contaminated during drilling process. A stratigraphic column was built as a synthesis of sedimentological, pedological and stratigraphic data of the two cross-sections (Fig. 7).

Secondly, once the structure of the sedimentary infilling was known, three sedimentary mechanical cores were taken in different parts of the basin in order to acquire sedimentary archives suitable for future palaeoenvironmental multi-proxy analysis. Cores were obtained with a GeoTool GTR 790 corer. Considering that these analyses are still being undertaken and are beyond the scope of this work, the current paper only presents the first radiocarbon results for the main core (NAR2, same position as auger C6), in order to provide a first chronostratigraphical framework. Pedostratigraphic references from other well-known sites in the *Limagne* area such as an historical Dark Layer (Ballut, 2000; Bréhéret et al., 2003; Fourmont, 2006; Trément, Argant, et al., 2007; Trément, Mennessier-Jouannet, et al., 2007; Fourmont, Macaire, & Bréhéret, 2009) suggested that late Holocene sedimentation was probably concentrated in the upper part of the sequence. Additionally, the generally poor pollen preservation in *Limagne* (Ballut, 2000) suggested that only hydromorphic and palustrine/lacustrine facies of the upper part of the sequence would be valuable recorders for biomarkers. Considering that this work focuses on the basin formation and its evolution during the late Holocene period, the drilling depth of all the cores was intentionally limited to the upper 2.50 m of the sequence, where the hydromorphic and palustrine/lacustrine facies lie (see Fig. 6).

Thirdly, in areas where Roman archaeological remains are known (Fig. 3), geophysical surveys were carried out with archaeological purposes. Data were collected using an EM31 Geonics ground conductivity meter associated with a GPS positioning. Measurements were collected along profiles separated by 5 to 10 meters with an acquisition frequency of 1 Hz. Most results do not concern Geomorphology, however electromagnetic surveys provided valuable data on the bedrock depth and therefore the thickness of clayey infilling around the archaeological sites.

### 3.3 Radiocarbon dating

The main core (NAR2, 230 cm long) was cut into 2cm-thick samples, which were deflocculated in a solution of sodium hexametaphosphate, then sieved at 500µm and 100µm. When present in significant amounts, macro or micro-charcoals were then concentrated using binocular microscope, and dated by AMS <sup>14</sup>C (Poznan Radiocarbon laboratory, see Table 1). Charred materials were preferred to bulk sediment or mollusk shells to avoid reservoir effects. An additional radiocarbon dating was performed on a sample from the C6 hand auger drilling, in order to date the first phases of the basin infilling process. The resulting six <sup>14</sup>C dates were calibrated using CALIB V7.04 (Stuiver & Reimer, 1993) and IntCal13 calibration curve (Reimer et al., 2013).

## 4. RESULTS

### 4.1 Geomorphological settings, Geomatics & Historical Data

The geomorphological map shows main features of the study area (Fig. 3): volcanic plateaus formed by the relief inversion and calcareous lowlands partially infilled by alluvio-colluvial hydromorphic deposits. The area is surrounded by the *Puy de Peyronère*, *Puy de Saint Sandoux* and *Puy de Corent*. The first two are basaltic domes, and the latter is a scoria cone, with remains of a phreato-magmatic breccia ring. The slopes of the three plateaus are simplified in this geomorphological sketch, but most of them are in fact complex and highly variable stacking of volcano-sedimentary colluvium subject to solifluction and landslide processes of decametric thickness (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980). Only few thalwegs are apparent as the water circulation occurs through or under the thick colluvium. On the other side, some slopes are eroded and subject to an active gullying in thin carbonated surficial formations (e.g. the southern slope of the Puy de Corent).

In the center of the study area, calcareous lowlands consist of an undulated structural relief in marls and limestones (*Le Lieu Dieu* and east to *La Sauvetat* area - see Fig. 3). These little decametric mounds (20-30m of elevation) are nevertheless strong enough to constrain local drainage, which is organized to the east by the Charlet River, a small tributary of the Allier River. The western and central parts of the basin are drained by a network of small streams coming from the slopes of the *Puys de Peyronère* and *Saint Sandoux* and gradually converging to the west into the main valley occupied by *La Narse* depression. This large and flat basin is enclosed between the slopes of the *Puys (W and E)*, the structural calcareous mounds (S) and a middle Pleistocene terrace of the paleo-Allier (N). Its eastern outlet is blocked by a higher area situated just under the highway interchange, acting as a massive threshold preventing the drainage towards the *Charlet* River. However, *La Narse* is now drained through multiple drains, converging in a single and partly underground drain designed by man to cross this threshold. Downstream from the threshold, the Puy de Corent foot is covered by volcano-sedimentary colluvium and small alluvial fans supplied by thalwegs gullying the Puy de Corent slopes. In 1978, the natural topography was dramatically reworked by the A75 highway construction and the associated earthworks make discernment of the original landforms extremely difficult.

Geophysics results provided basic information concerning the thickness of clay infilling the basin and the substratum palaeotopography in both areas surveyed : i) upstream from the basin (Fig. 3a) a high electrical conductivity range revealed a clear distinction between bedrock and what is probably a buried thalweg, demonstrating that the former topography must have been much more marked than the current quasi flat topography; ii) in the centre of the basin (Fig. 3b), conductivity variations are smoothed by the stronger thickness of clay, the conductivity range however suggesting variations of bedrock altitude and the presence of a palaeochannel.

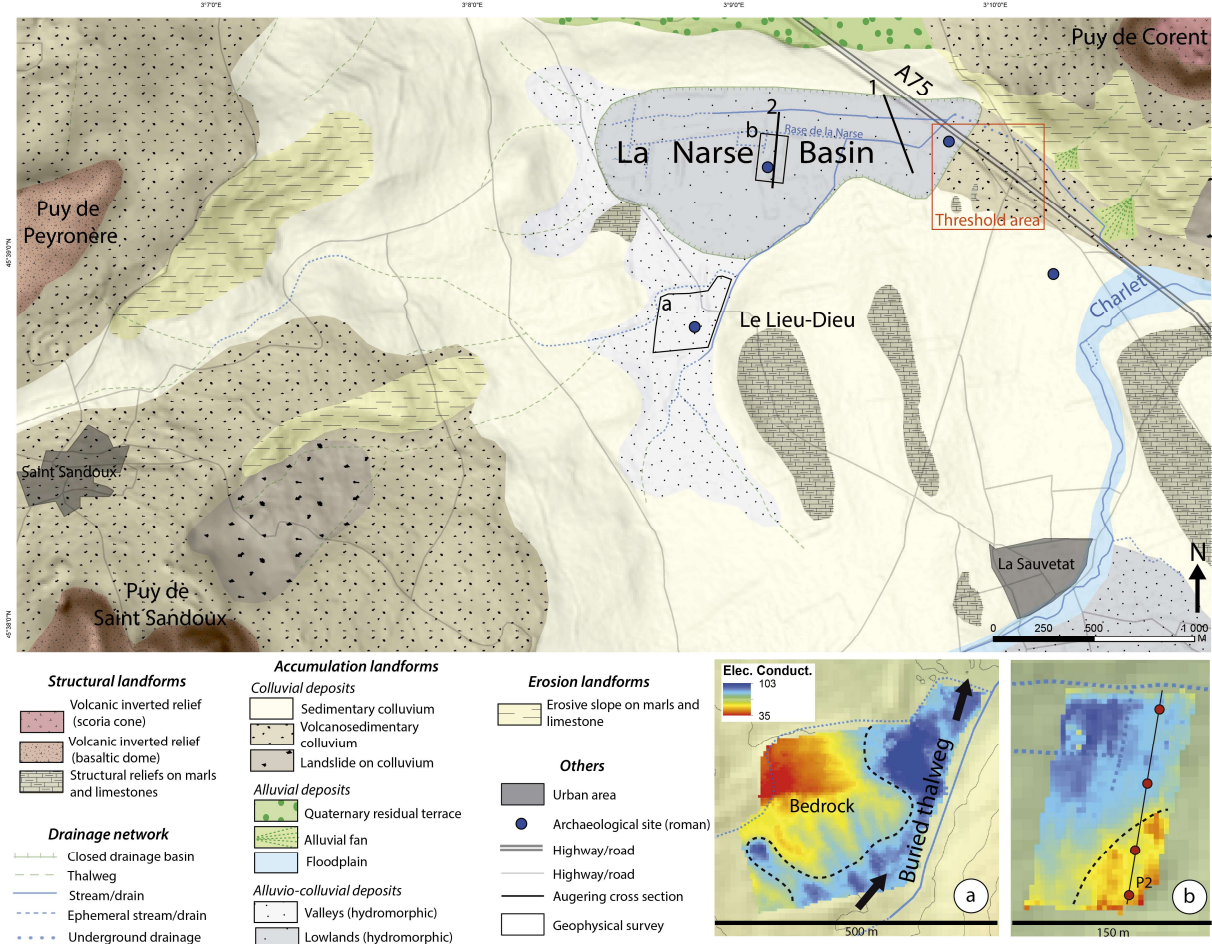


Figure 3. Simplified geomorphological map of the study area. Frames a) and b) correspond to geophysical surveys located on the main map.

Considering its particular role in explaining the formation and functioning of *La Narse* basin, the topographic threshold has been studied with a special care. Stereo-photogrammetry from aerial imagery prior to heavy civil engineering works and recent accurate LiDAR data were used together to produce high-resolution topographic models, and so complete the geomorphological mapping and aerial imagery interpretation. Results show a former massive natural deposit of approximately 200x200m culminating at 371-372 masl, 2 to 3m above the current bottom of the depression (Fig. 4A). The topography seems to have been largely modified and raised at least 2m due to the highway interchange (Fig. 4B). This mass is flanked by two lowest corridors: the first one at the north crossed by the current underground drain, the second one at the southwest weakly visible in the topography,

which could be the remains of an ancient outlet (situated c. 373m). The LRM (Fig.4C) also highlights the same negative topographic anomaly (blue).

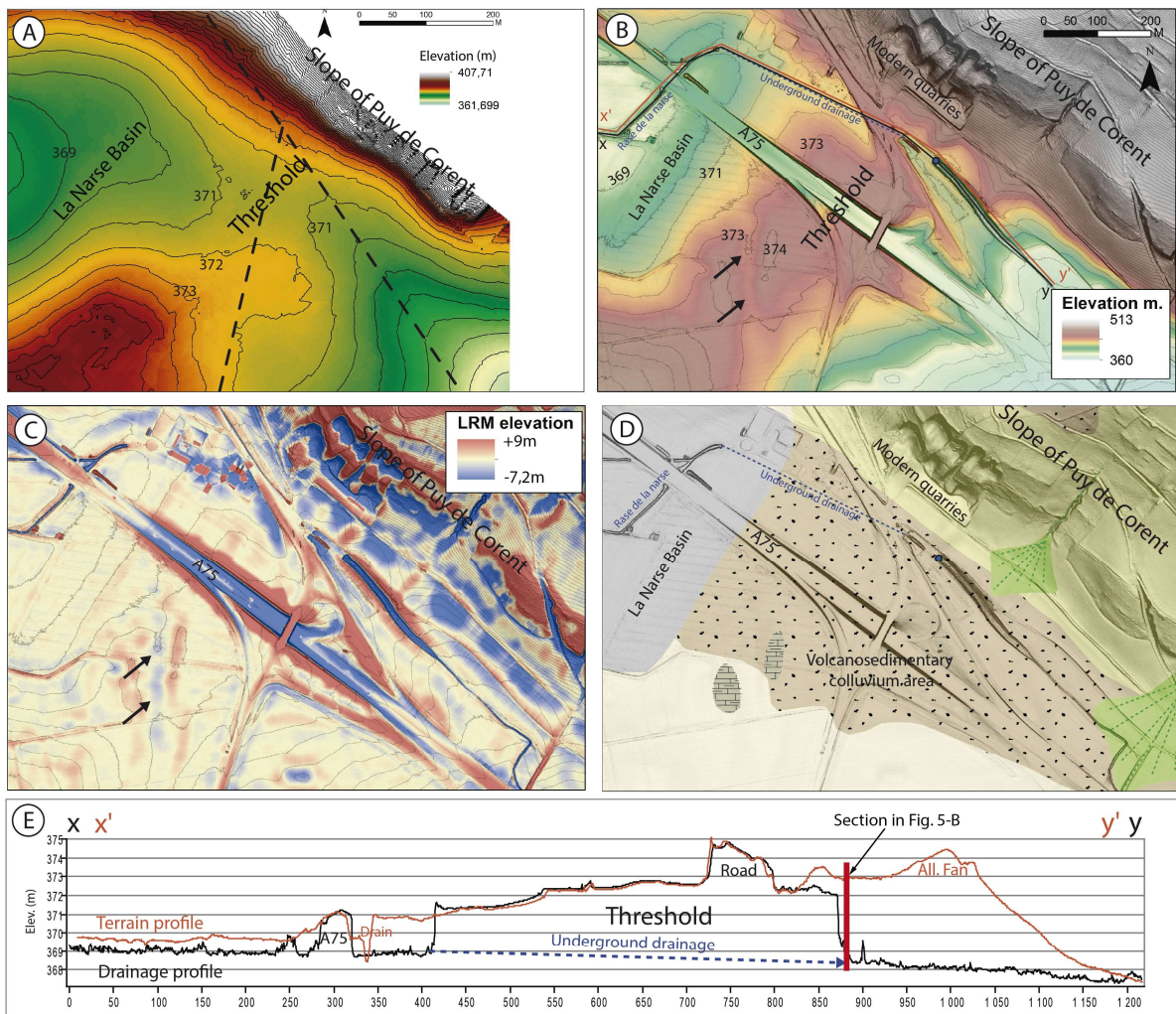


Figure 4. A) DTM of the threshold area obtained from stereo-photogrammetric processing on 1962 aerial imagery. It shows what the topography was before the highway construction. Black dash lines represent the existing roads in 1962. B) High resolution LiDAR topographic map, with location of the 4.E profile. Arrows point to an elongated negative topographic anomaly. C) Local Relief Model (LRM). Positive anomalies appear in red and negative anomalies in blue. Arrows point to the same anomaly as in B. D) Geomorphological map; the legend is the same as that in Fig.3. E) Topographic profiles following the drain (black) and following the topography of the threshold (red). The red bar represents the bridge section in Fig. 5-B.

The geomorphological features of the area (Fig.4D) show that all the threshold area is covered by volcano-sedimentary colluvium, but also the area downstream from the drain at the foot of the Puy de Corent. Above the threshold, on the Puy de Corent flank, the slope itself is covered by a relatively thin sedimentary colluvium, suggesting a purge of the slope's sediments during a polyphased functioning. Topographic long profiles (Fig. 4E), one following the drain (black) and the other following the natural topography of the terrain parallel to the drain (red), clearly show that the slope rises gradually from the eastern limit of the depression, reaching an altitude 4-5 m above the height of the drain.



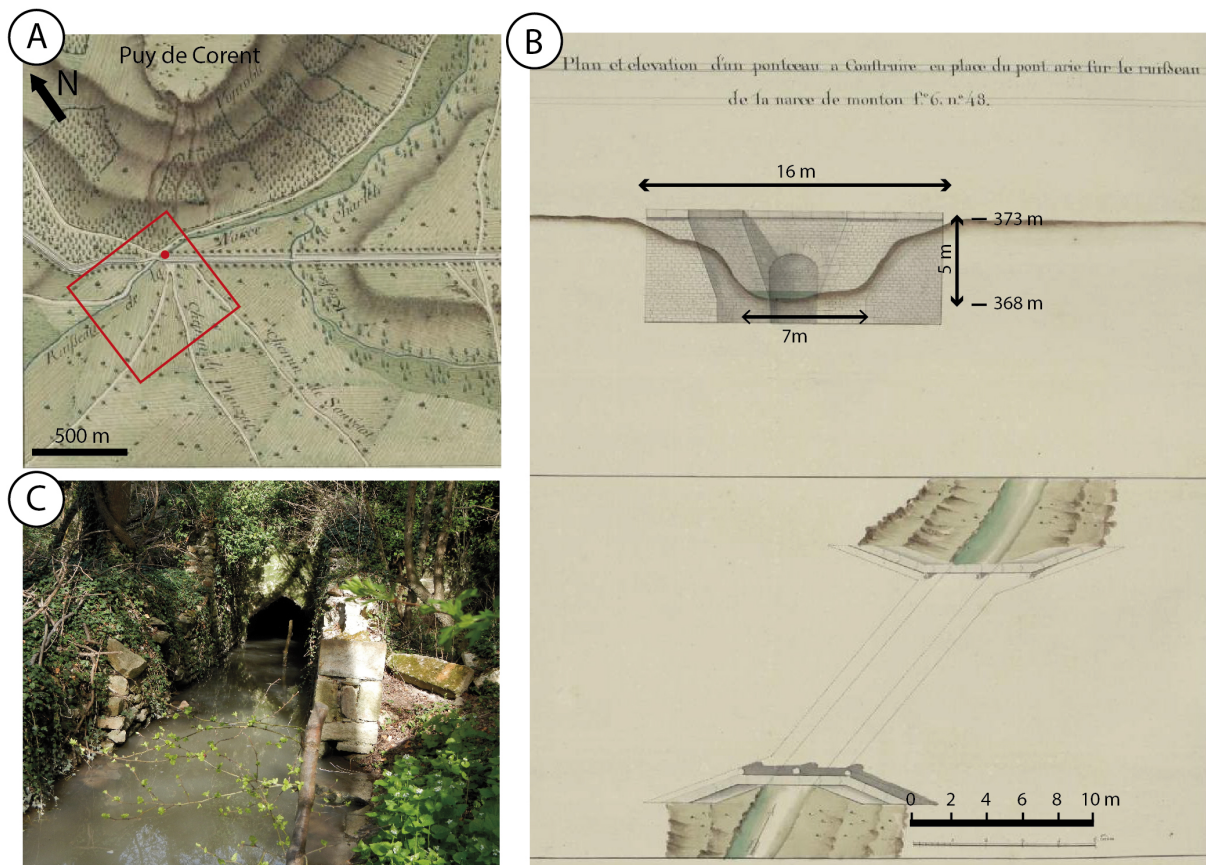


Figure 5. (A and B) Extracts from the XVIII<sup>th</sup> Century road Atlas de Trudaine, depicting the threshold area and (A) showing the cross sectional morphology of the still uncovered outlet before the construction of a bridge (B). Altitudes were extracted from current topography, see Fig. 4-E. (C) Current situation of the gallery outlet (red point in A).

Figure 5 shows data extracted from the historical road map called *Atlas de Trudaine* (1745-1780). As most of the topographic survey was finished before 1755 (Blond, 2007), it is widely believed that this atlas shows landscape state from the second third of the XVIII<sup>th</sup> Century. Gullies on *Puy de Corent* slopes (Fig. 5A) seem similar to gullies and alluvio-colluvial cones detected on Fig. 4C&D. The picture of a projected bridge (Fig. 5B) also provides interesting data concerning the morphometry of the outlet across the threshold: it was 16m wide at the top, 7m wide at its base and 5m deep. The stream size and shape suggest natural incision processes of the threshold rather than a drainage trench (Fig. 5-A and B). Hence this Atlas probably depicts a natural state of the basin outlet few decades before drainage works which started after 1768 (Daugas & Tixier, 1977). Mentioned as stream in historical map notes, the outlet had not been buried in the masonried gallery as it is the case today (Fig. 5C), the gallery having probably been built as a part of major road improvement works in the late XVIII<sup>th</sup> Century (Blond, 2007).

#### 4.2 Stratigraphy and cross-sections

Cross-sections based on hand auger logs are perpendicular to the main axis of the depression (see location on Fig. 3): section 1 is more complete than section 2 where the basin is much larger. Both of them cover approximately the same length and the same depth (5-6m), until bedrock or a too hard

layer (see unit VI, Fig. 6). Both were drawn from a similar number of auger logs approximately equidistant by 30 m, and show roughly equivalent stratigraphic phases. The stratigraphic column (Fig. 6) is a synthesis of the stratigraphic and pedosedimentary observations in cross-sections 1 and 2. The column includes 7 major sedimentary units numbered I to VII, subdivided into sub-units. Pedogenic features are present in units I (actual soil), III, V and VI (palaeosoils). A first chronological framework of the middle-upper part of the sequence (Units IV to II) based on six radiocarbon dates from microcharcoals sampled in NAR2/C6 samples (Table 1) dates the stratigraphic sequence from the late Pleistocene to the late Holocene.

**Bedrock** was reached on several logs, mainly along the downstream cross-section (section 1, Fig.7). In this area, palaeotopography shows a 3m deep relatively flat basin on the south. Close to its northern border, it is deeply incised by a marked thalweg excavated in the bedrock and fulfilled with sediments. This palaeotopography indicates that hydro-sedimentary fluxes were concentrated in the first phases of the basin development, suggesting that entrenchment downstream was controlled by the palaeo-Allier River. In the middle part of the basin (section 2, Fig.8), the bedrock palaeotopography is not known because it is deeper and was not frequently found in hand augers logs. Nevertheless, the reconstruction of the sedimentary infilling shows that the channel position has laterally changed through time and occupied the basin width as whole (Fig. 8).

**Unit VII** was notably found in the southern part of cross-sections (See Figs. 7 and 8) with a reduced thickness (10 to 30 cm). It directly overcomes the calcareous bedrock and is rich in rock fragments. Therefore it could be interpreted as sedimentary colluvium derived from carbonated bedrock, analogous to modern surficial formations in surrounding areas, and perhaps slightly pedogeneized as suggested by oxidation mottles. The contact between Units VII and VI is unfortunately too poorly known to be clear.

**Unit VI** was met in the centre of the deeper thalweg (section 1), but also in a thin layer in the southern part of this same cross-section. It suggests that this unit was strongly eroded after its deposition (Fig. 7). In cross-section 2, unit VI shows a complex stratigraphic configuration of several subunits (VI.1, 2 and 3), suggesting diversified sedimentary environments: high energy deposits probably in channels, river bars and bank deposits, and low energy deposits like floodplain sediments. Although the whole unit shows pedogenic traits (oxidation mottles, bioturbation), these are particularly marked at the top of the unit (See Fig. 6). Thus, unit VI can be interpreted as a polyphased alluvial plain with phases of aggradation, incision or erosion and a lateral migration of channels (Fig. 8).

*Table 1. Radiocarbon dates from NAR2/C6 cores*

Nº	Core	Depth (cm)	Lab. code	Material	14C yr. BP	Cal BC/AD (median, 2σ)
1	NAR2	38-40	Poz-86197	Microcharcoal	485 ± 30 BP	1428 cal AD ± 21
2	NAR2	76-78	Poz-86198	Microcharcoal	1540 ± 40 BP	511 cal AD ± 89
3	NAR2	106-108	Poz-71624	Microcharcoal	2035 ± 35 BP	56 cal BC ± 106
4	NAR2	142-144	Poz-71625	Microcharcoal	2410 ± 40 BP	574 cal BC ± 176
5	NAR2	196-200	Poz-86201	Microcharcoal	4280 ± 60 BP	2881 cal BC ± 206
6	C6	480-483	Beta-475531	Microcharcoal + plant material	27980 ± 280 BP	29992 cal BC ± 704

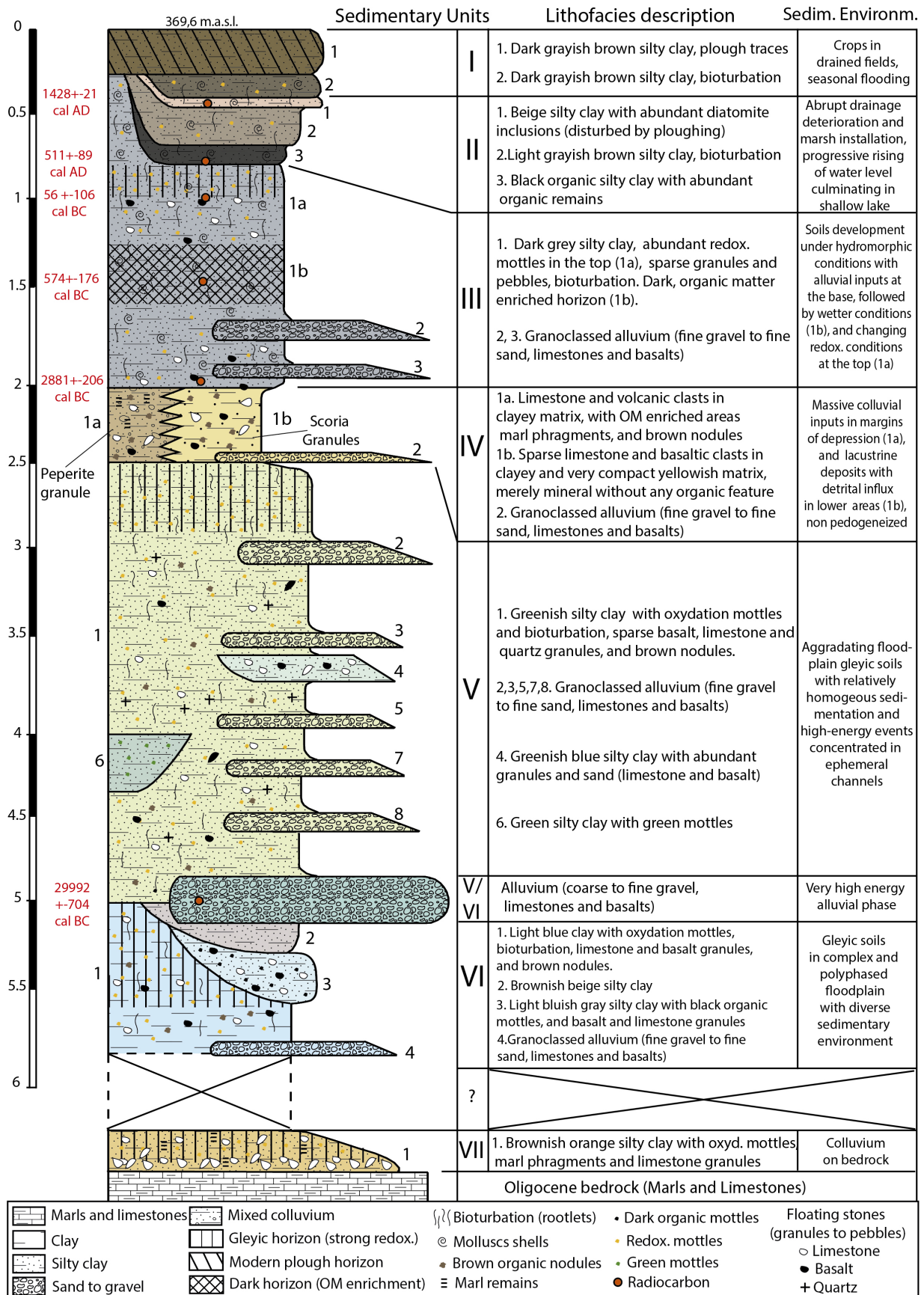


Figure 6. Synthetic stratigraphic column of La Narse de la Sauvetat basin.

**Unit V/VI** is a particularly thick and coarse fluvial layer indicating an intense alluvial event (see Figs. 6 to 8). This layer is interstratified between units VI and V and reveals the position of high energy palaeochannels. A radiocarbon date from microcharcoals and plant remains sampled in this unit indicates a late Pleistocene age of c. 32.000 yr. cal BP for this event (Table 1).

**Unit V** is a massive layer which has covered the whole basin with a relatively constant thickness (2-2.5 m) of sediments. The unit is mainly made of greenish silty clay gleyic soils, with abundant interstratified basaltic/carbonated sandy to gravelly lenses. It presents pedogenic features (oxidation mottles, bioturbation, organic nodules) which increase to the top of the sequence. The nature of its contact with unit VI show that an important erosion phase preceded the deposition phase. Deposits from cross-section 2 indicate that a thalweg occupied the southern part of the basin and had accumulated the hydro-sedimentary flows at least in the first sedimentation phases, before that flows had extended and accumulated over the entire floodplain width (Fig. 8). The thin but extended layers of well sorted sands and gravels combined with small channels infillings (Fig. 6 and 8, units V.4 and V.6) suggest an aggradational environment with small, ephemeral and high-energy migrating channels, maybe braided, or perhaps ephemeral sheet flood events. In cross-section 1, sandy-gravelly layers from Unit V are mainly located in the thalweg, completely infilling it (Fig. 7), probably because of the incised preexistent palaeotopography to the east.

**Unit IV** includes two stratigraphically correlated subunits but whose characteristics differ. It covers the entire basin thickness with deposits varying from 10 to 100 cm approximately. Subunit IV1a is mainly located in the southern part of the cross-section 1 (Fig. 7). It has a mixed or disturbed facies with limestone and volcanic clasts, including a few small scoria and *peperite* granules (phreatomagmatic breccia), in a clayey matrix rich in organic matter, nodules and marl fragments. This unit has been interpreted as the product of massive colluvial processes probably coming from the *Puy de Corent* as indicated by the presence of *peperite* and scoria (see Fig. 3 and 6).

Deposits from unit IV1b lie in the lower central parts of cross-section 1 and change laterally to IV1a towards the south (Fig. 8); and in the whole cross-section 2 as a thinner but homogenous layer (Fig. 8). Unfortunately the lateral contact between IV1a and IV1b is not precisely known due to the distance between augering points, but the stratigraphic position of both subunits supports the interpretation of a lateral transition. IV1b has a very abundant, homogeneous and compact light yellowish clayey matrix, including rare sandy-gravelly lenses, and sparse small granules of basalt, scoria and limestone suggesting that the sediment origin was the *Puy de Corent* (Figs. 3 and 7). In cross-section 2, IV1b's matrix is finer with less granules of limestone or basalt, probably due to its greater distance from the *Puy de Corent* slopes. Unit IV1b's contact with the underlying unit V is relatively sharp, suggesting that hydro-sedimentary conditions have abruptly changed between both units. This subunit was interpreted as a rapid sedimentary input and deposition in a very low-energy environment, probably lacustrine, submitted to occasional detrital inputs.

**Unit III** is a very homogeneous layer of dark grey silty clays that are well distributed all across the basin. Its thickness is on average 120 cm and the entire deposit has redox mottles, bioturbation features (rootlets) and abundant malacological remains as well as sparse limestone and basalt granules. This unit is globally interpreted as a pedogenic deposit under hydromorphic conditions. Contact with unit IV is gradual, small layers of both units being intercalated: deposit features suggest a relatively short period of lacustrine conditions which alternated with pedogenesis phases under hydromorphic conditions, before the final installation of the latter. Chronology of the Unit III

deposition is well known from four microcharcoal <sup>14</sup>C dates (see Table 1 and Fig. 6) between 200 cm (c. 4830 cal BP) and 76 cm depth (c. 1440 cal BP). Two subunits have been identified in its upper-central part. From bottom to top: i) III1b is a darker horizon, likely corresponding to permanently wet conditions. It has been dated c. 2524 cal BP (Poz-71625, Table 1); ii) III1a contains a higher concentration of orange mottles which indicates oscillating redox conditions. It has been dated c. 2006 cal BP (Poz-71624, Table 1).

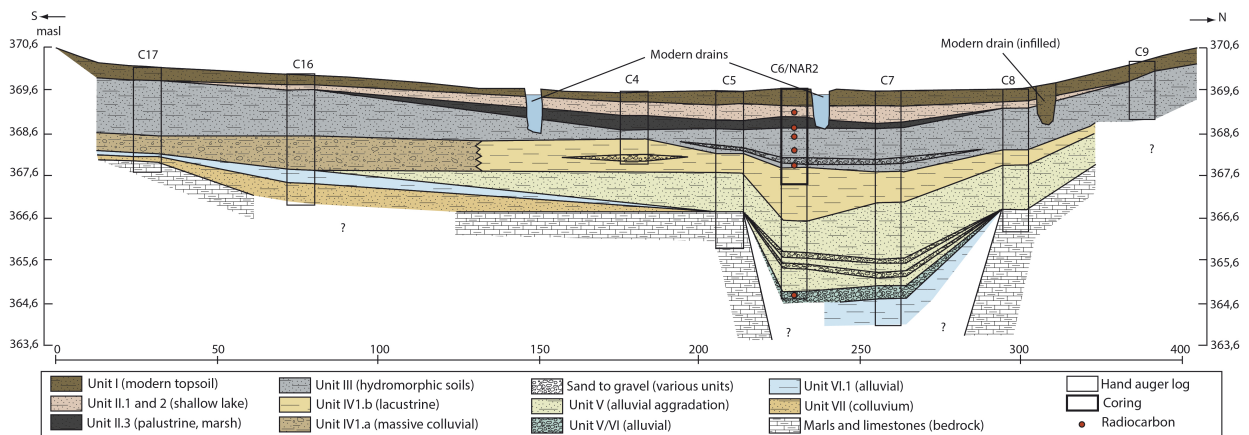


Figure 7. Cross-section 1 (for location, see Fig. 3).

**Unit II** is only present in the central part of the basin (cross-section 1), taking the form of 3 clearly distinct 30-40 cm total thick subunits. It quickly becomes thinner towards the peripheral area (Fig. 7). The entire unit has delivered abundant malacological remains and some bioturbation features, whereas redox mottles have disappeared (Fig.6). Subunit II.3 is a 10 cm layer of black, highly organic silty clays with abundant vegetal and malacological remains. II.2 is a layer of light grayish brown silty clay with abundant shells and some bioturbation features coming from upper levels. II.1 is beige silty clay containing very abundant inclusions of diatomite, highly disturbed and de-structured by modern deep ploughing. These 3 subunits were interpreted as a rising watertable sequence starting with the setting of palustrine conditions and marsh formation in the central and lower parts of the basin (II.3).

Contact between units II and III is sharp, suggesting an abrupt deterioration of drainage conditions at the beginning of the layer II.3 deposition. Then, the progressive rise of the water level culminated in a shallow lake which occupied the central area of the basin (II.2 and II.1). Transgression caused a lateral extent of palustrine conditions, whereas peripheral areas remained merely hydromorphic. The two more recent radiocarbon dates indicate that these palustrine/lacustrine conditions stand from 1439 to 522 cal BP (roughly the entire Middle Ages).

**Unit I** roughly corresponds to the modern silty clay topsoil. It is well developed in the entire basin and is 30 to 40 cm thick. Two subunits can be distinguished: i) I.2 has some malacological remains and redox mottles (Fig. 6 to 8) and was interpreted as the result of the modern drainage; ii) I.1 represents the recent incorporation of backfill in the central part of the basin by the landowner; it also contains plough traces due to crops installation.

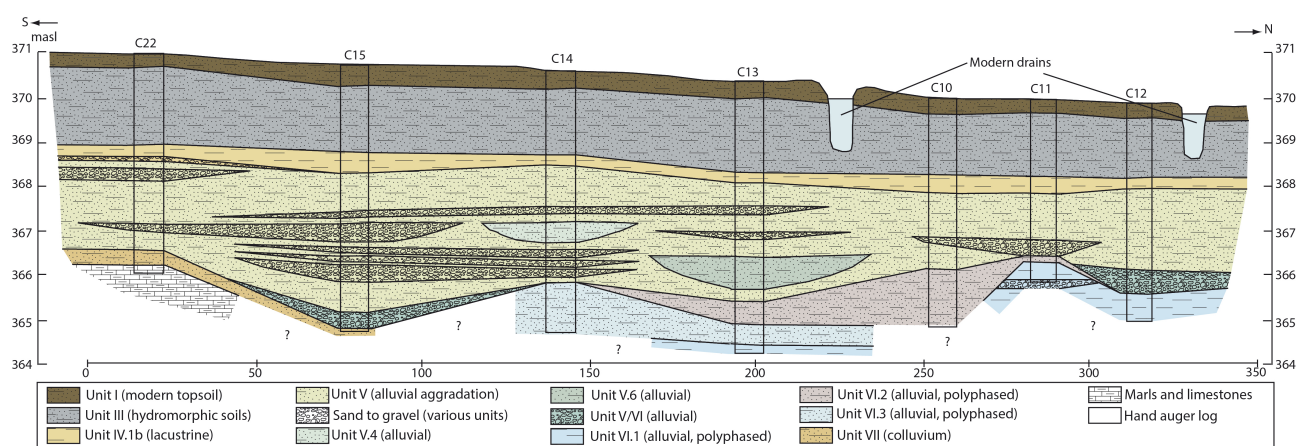


Figure 8. Cross-section 2. For location, see Fig. 3.

## 5. DISCUSSION

### 5.1 Origin of the basin: a landslide-dammed palaeovalley

Geomorphological, stratigraphic and pedo-sedimentary analysis of *la Narse de la Sauvetat* basin, completed by a high resolution topography reconstruction and a historical data analysis, provided several clues concerning its origin and formation. There is no evidence of neotectonic subsidence movements in the studied area (Ballut, 2000), and karstic phenomena likely didn't happen in marly bedrock. Interpretations such as consequences of dissolution landforms or subsiding processes have to be discarded.

The reconstruction of cross-section 1 (Fig. 7) and geophysical surveys (Fig. 3) have shown that the pre-sedimentation topography was a palaeothalweg excavated within the bedrock. This palaeothalweg and its surrounding basin and tributaries were well excavated in sediment at 32.000 cal BP, as suggested by evidences of strong erosion between units VI and V. Palaeovalley slope was likely downstream controlled by the Allier River which allowed fluvial incision in upstream calcareous lowlands.

Above this late Pleistocene aged surface, deposit assemblages from the two cross-sections strongly suggest a palaeoalluvial functioning rather than hydromorphic or palustrine environments. In all the logs, units VI and V include clear alluvial features widely distributed across the entire basin: a deep incised thalweg where deposition started, multiple high energy hydro-sedimentary events inducing periods of active lateral channel migration and more or less well sorted sediment deposits, and a more or less continuous formation of soil. This alluvial functioning would have required an active outlet east from the basin, which we do not find in the current topography. Results from this study show that a local sediment accumulation blocked the valley forming a basin closed by a topographic threshold. In the area where the topographic threshold is situated, our data also suggest that one small topographic corridor did exist, and was infilled by colluvial sediment coming from the *Puy de Corent* slopes. This area could have supported a former valley joining *La Narse* basin to the Allier tributaries network.

A major pedo-sedimentary break seals underlying alluvial deposits. It can only be the result of a major geomorphological and hydrological disturbance in the catchment. Stratigraphic configuration and characteristics of unit IV suggest the coexistence of lacustrine and colluvial inputs, with evidences of a colluvial source coming from the *Puy de Corent* slopes. Comparing cross-sections 1 and 2 makes evident an east-west thickness gradient of unit IV1b, but also a similar gradient in the grain-size of basalt and scoria clasts from its clayey matrix. That suggests a massive deposition event close to the eastern part of the basin and sedimentary input. It dramatically fossilized the W-E palaeovalley system, blocking the outlet of the palaeovalley and exerting a downstream control on flow dynamics and sedimentary processes into the basin. The size, the morphology, the position but also the volcano-sedimentary composition of this topographic threshold, as well as the nature and the stratigraphy of unit IV1a suggest its colluvial origin from the *Puy de Corent*. An inspection of southern *Puy de Corent* slopes showed that they are currently only covered by thin layer of sedimentary-derived colluvium, suggesting that a mass movement has implied the collapse of the volcano-sedimentary surficial formation from a large area of the former volcano. Given the massive size of the topographic threshold and its configuration, other possibilities such as alluvio-colluvial fan damming which occurred in the nearby *Sarliève* marsh (Lenselink, Kroonenberg, & Loison, 1990; Fourmont, 2006) are highly unlikely.

As we reported before in this paper, massive landslides are very common features in the colluvium-covered slopes of the volcanic plateaus in central and southern *Limagne* (Greffier, Restituto, & Héraud, 1980; Vidal, Hervé, & Camus, 1996; Vidal & De Goër, 1997), but also in other volcanized basins of the French Massif Central like the *Bassin du Velay* (Poiraud, 2012; Poiraud, Miras, & Defive, 2012). Some of these events are relatively recent, clearly detectable in the landscape and were well documented in XIX<sup>th</sup> Century local historical sources and XX<sup>th</sup> Century technical reports (CETE, 1974, 1981; Bouiller, 1979; Malatrait, 1993). However clues about ancient and massive landslides have often completely disappeared from slopes of volcanic plateaus, some of them remaining thereby largely unknown, such as the one located at the limit of the Veyre River floodplain which was discovered in 2014 during the construction of a retirement home (Fig. 9 B). The exposed cross-section was 12 m high, but the bedrock was only reached 12 m under the building level, implying a total landslide deposit thickness of *circa* 24 m (Fig. 9 A); unfortunately this landslide remained undated. Comparison between hand samples from palaeosoil levels trapped in this landslide deposit and samples from unit IV1a in cross-section 1 showed a strong similarity (see Fig. 9C and D): both of them are characterized by a disturbed mixture of marl remains with clay, organic levels and clasts, supporting the interpretation that unit IV1a is the deposit from a landslide containing palaeosoil remains in secondary position. The presence of basalt granules, but especially reddish scoria and *peperite* grains, both specific to *Corent* scoria cone and its *peperitic* diatreme (Bouiller, 1979; Greffier, Restituto, & Héraud, 1980; Nehlig et al., 2003), strongly suggest quick and massive transport processes from this volcanic plateau rather than other origins.

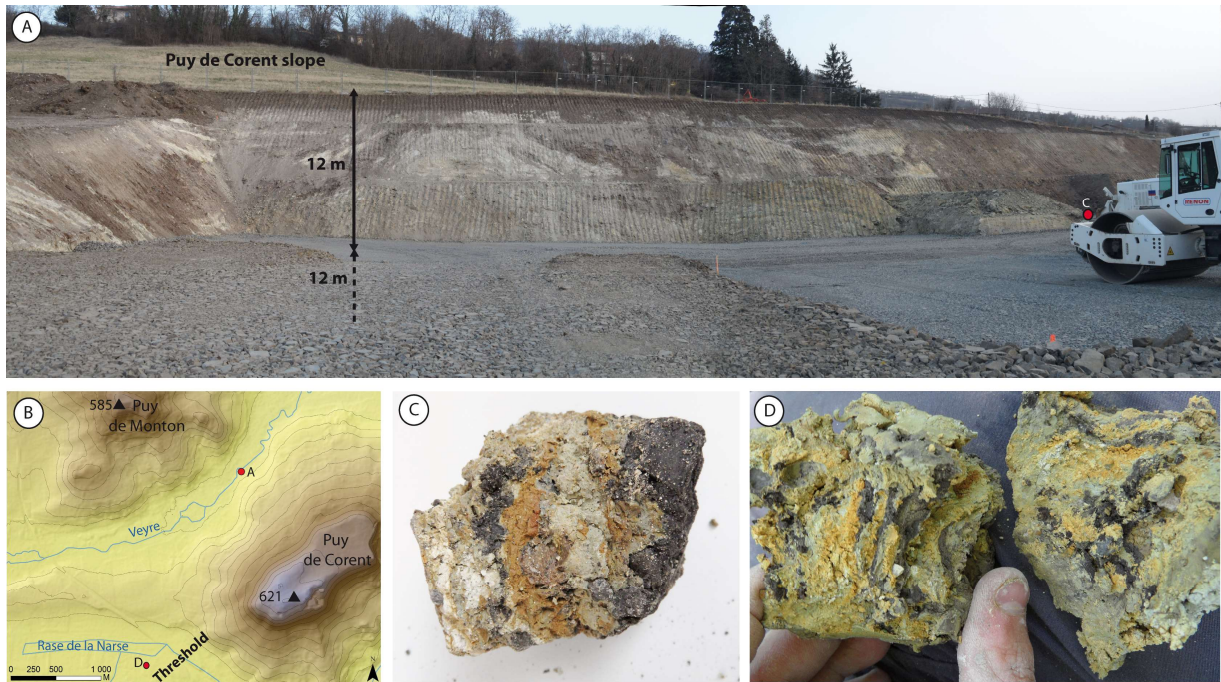


Figure 9. A) Veyre landslide in 2014 B) Location of the Veyre Landslide and unit IV1a sample; C) Veyre landslide hand sample; D) Unit IV1a hand sample.

Unfortunately, this major geomorphological event could not be directly dated due to a lack of organic material available. However the  $^{14}\text{C}$  date from the base of Unit III (Table 1 - Poz-86201, Fig. 6) shows that the hydromorphic phase started at c. 4831+206cal BP, providing a *terminus ante quem* for the preceding landslide phase (unit IV). The sedimentological characteristics of unit IV1b (see Fig. 6) suggest that it could be the result of an intense alluvio-colluvial reworking of the landslide sediments and of marls erosion from the landslide scar. This reworking was likely followed by fine sediment deposition in a very low energy environment, probably a shallow lake. This interpretation is supported by the merely mineral nature of unit IV1b, massive fine clays without any organic material nor pedogenic features, which suggests a quick transport and deposition of materials from *Corent* slopes, and is consistent with the erosion of marls or marl colluvium after the landslide. Furthermore the first pedogenic features from this alluvio-colluvial sediment are in the hydromorphic soil at bottom of the unit III. All these data suggest that the landslide blocking the palaeovalley could have occurred not much before 4831 cal BP.

Around 5600 cal BP, the Atlantic-Subboreal transition implied colder temperatures and increased rainfalls in Europe (Orombelli & Ravazzi, 1996; Bell & Walker, 2005; Magny et al., 2006; Wanner et al., 2008). In Europe these climatic changes have been related to geomorphic instability of mountain areas (Cremaschi & Nicosia, 2012) and an increased frequency of landslides (Margielewski, 1997; Borgatti & Soldati, 2002, 2010; Malgot & Baliak, 2002; Soldati, Corsini, & Pasuto, 2004). For the same period, an increased frequency of landslides has also been noted in the nearby *Bassin du Velay* (Poiraud, Miras, & Defive, 2012) with analogous structural settings (colluvium on volcanic plateau slopes). Consequently in the absence of a date at the base of the deposit, we suggest that the *Puy de Corent* landslide could date from the early Sub-Boreal, between 3600 and 2800 cal BC. This proposal is consistent with basin chrono-stratigraphy but also with European and local landslides dynamics. The rainfall increase could have been the main trigger in increasing landslide activity in the slopes of the volcanic plateaus, perhaps aggravated by Neolithic forest clearance episodes (Dreibrodt et al.,



2010; Ledger et al., 2015), together with an increased human activity in foothills and hillslopes in lower Auvergne during this period (Daugas & Raynal, 1989; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003).

Hence, all data collected on the study area lead us to propose the following stages to reconstruct the *Narse de la Sauvetat* paleovalley damming (Fig. 10):

(A) From the late Pleistocene and during the early to middle Holocene (Lateglacial to late Atlantic) a W-E valley and floodplain developed and aggraded at the foot of the southwestern *Puy de Corent* slopes, with a probable bottleneck caused by the structural mounds of tertiary bedrock.

(B) Maybe in the early Sub-Boreal, an increase in the rainfall and perhaps in woodland clearance caused a major landslide on *Puy de Corent* slopes, above the bottleneck area, leading to the sedimentary dam formation, the valley closure and the partial fossilization of the former fluvial valley. The body of the landslide acted as a topographic threshold, blocking the valley outlet and causing the quick formation of a shallow water body. The water level raised to 372-373 masl approx. and flowed from one or two outlet channels that LIDAR imagery and photogrammetry detected (see Fig. 4). One slightly incised the carbonated bedrock situated SW to the massive landslide body but it does not lead to a well-structured hydrographic network; the second and surely main one has developed on or near the former stream valley at foot of the Puy de Corent. As the bottom of the new closed basin was c. 366.5 masl (top of Unit V, see Fig. 7), the water body reached a maximum depth of c. 5-6m. Then, sediment from landslide scar and foothill were reworked by erosion processes and finally deposited in the low energy environment of this shallow lake, the top of the deposits reaching 368.8-369.0 masl approximately. This scenario explains the lateral transition between Units IV1a and IV1b which pass from a massive colluvial facies to lacustrine facies.

(C) Clear water from the shallow lake probably rapidly incised outlet channels. In-channel erosion was probably controlled by the downstream stream base level and preferentially affected non-cohesive sediment of the landslide body, causing the northern channel to lower more rapidly than the south-west channel. Northern channel incision was probably facilitated by regressive migration of knickpoints affecting the non-cohesive landslide sediments. Incision processes continued until the Northern outlet established around 368 masl, eroding a new channel into lacustrine deposits of the basin (Fig. 7, top of unit IV1.b). The outlet channel reached a depth of c. 5m (373 to 368 masl) around 2881 cal BC. Then, a new fluvial phase began in a hydromorphic plain drained downstream by the outlet channel deeply incised into landslide deposits (see units III, Fig. 7). This interpretation is consistent with altitudes, depth and cross-sectional shape of the outlet thalweg still visible on the XVIII<sup>th</sup> century sketch. It also coincides with the current altitudes of the threshold and the drainage gallery (Fig. 4E and 5), even if the thalweg certainly aggraded when unit III deposited. Therefore, at least since 2881 cal BC, hydrological changes and alluvial aggradation in *La Narse* basin are mainly controlled by climatic oscillations and/or anthropic activity (e.g. drainage works) rather than by structural factors.

(D) At the end of the XVIII<sup>th</sup> Century, as a part of drainage and road improvement works the outlet channel was buried in a masonried gallery (Fig. 5C). In modern times, several roads and finally a highway interchange were built in the topographic threshold area.

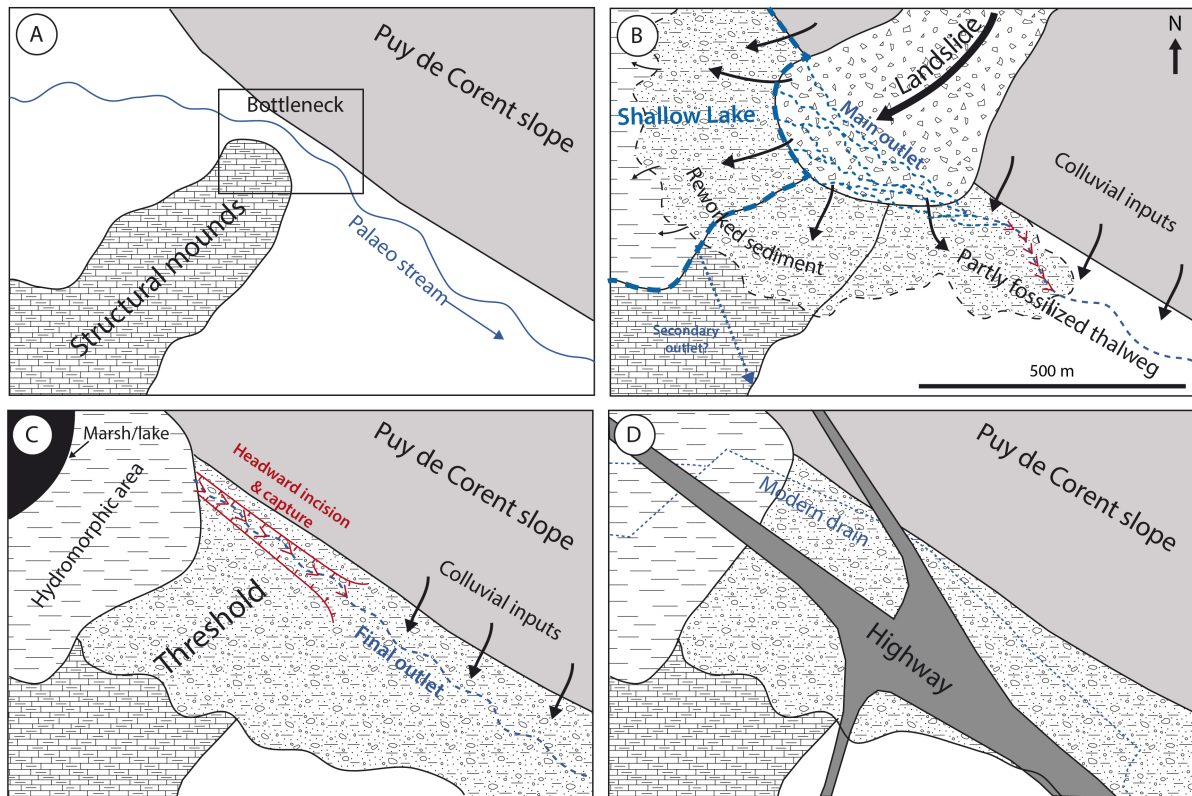


Figure 10. Simplified sequence illustrating the palaeovalley closure and the depression evolution. (A) Palaeovalley during Early and Middle Holocene. (B) Landslide dammed the valley and closed the basin (early Subboreal?). Sediments from the landslide body and scar were reworked and redistributed into the depression occupied by a shallow lake; downstream thalweg was partly fossilized. (C) Regressive erosion controlled by the downstream channel level incised the outlet channel and drained the shallow lake. Hydromorphic to palustrine/lacustrine conditions developed as sedimentary infilling continued (2881 cal BC to late Middle Ages). (D) From Modern to contemporaneous period, the depression was artificially drained (XVIII<sup>th</sup> Century) and the outlet buried; a highway was finally constructed in the late XX<sup>th</sup> Century.

## 5.2 Reconstruction of the main phases of the basin infilling

In addition to the description of the main geomorphological controls of the landscape evolution, we attempted to propose a reconstruction of the main phases of the basin evolution (Fig. 11). Unfortunately the lack of chronological controls in the oldest phases of infilling prevents a precise chronological interpretation of sedimentary processes from the Late Pleistocene to the Early Holocene.

The main valley excavation was clearly posterior to the Fvd terrace formation (+55 m above the River Allier, 580 kyr. BP) during the Middle Pleistocene (Pastre, 2005); and the valley incision into the bedrock was probably related to the Pleniglacial alluvial dynamics which are generally characterized by strong incision of streams in their beds (Gregory & Benito, 2003; Bell & Walker, 2005). The first phases of the alluvial infilling (unit VI) occurred before 32 kyr cal BP. In this period, the valley topography was much more marked than today by one main thalweg located in the axis of the valley and incising marls and limestones. A complex and polyphased alluvial activity including aggradation, incision and lateral migration of channels gradually infilled the valley (Fig. 11.1). Outside the valley,

colluvial deposits covered the bedrock. The top of unit VI in cross-sections 1 and 2 indicated that a strong erosion phase impacted deposits from unit VI and finally caused an alluvial event of high intensity responsible for the sedimentation of coarse-to-fine gravels from unit V/VI. Considering the intensity of the alluvial process corresponding to this unit, the dated material within the alluvial sediment (c. 32 kyr. Cal BP) was probably reworked, implying that the date represents more likely the age of the eroded top of unit VI than the age of unit V/VI itself.

Deposits from Unit V have recorded high energy events causing a strong fluvial aggradation and a floodplain enlargement probably caused by the migration of ephemeral maybe braided streams and sheet-flood like deposits (Fig. 11.2). These alluvial dynamics appear to be far more consistent with Lateglacial and early Holocene fluvial activity than with Last Glacial Maximum dynamics: in southern *Limagne* the Last Glacial Maximum was characterized by a major phase of stream incision starting *circa* 30 kyr. BP, while aggradation and channel infilling was characteristic of the Lateglacial and the Holocene in response to a strong sedimentary activity increase (Derruau, 1950; Gachon, 1963; Ballut, 2000). This interpretation is also supported by studies of alluvial dynamics of Western and Northern Europe during the Early to Middle Holocene, especially in the Atlantic period (Brown, 1997; Gregory & Benito, 2003; Bell & Walker, 2005; Notebaert & Verstraeten, 2010). In France, studies frequently report a general relative stability of floodplains during the Early Holocene (Preboreal and Boreal), whereas the Middle Holocene, and especially the beginning of the Atlantic, is often characterized by stronger sedimentary dynamics and increased detritism (Pastre et al., 2002; Berger, 2006; Lespez et al., 2008; Berger et al., 2016). In the *Limagne* lowlands the general frame of moderated aggrading processes during the first part of the Holocene is locally disturbed by the increased *Chaîne des Puys* volcanic activity from the Alleröd to the Boreal. It caused a decay in the vegetal cover and increased slope erosion and floodplain sedimentation before that vegetation recovered at the end of the Boreal and during the Atlantic period (Ballut, 2000; Vernet & Raynal, 2002; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003). This pattern is also consistent with the *Sarliève* palaeolake sedimentation, where rates of deposition are high between the Alleröd and the beginning of the Boreal due to volcanic activity, lower in the Boreal, before a slight increase in the Atlantic (Fourmont, 2006; Macaire et al., 2010). Thus, we suggest that a possible sedimentary *hiatus* does exist between units VI and V from c. 30 kyr. BP to the Lateglacial. Unit V deposition probably started in the Early Holocene with relatively high energy alluvial events and continued during Boreal and Atlantic times gradually lowering its energy.

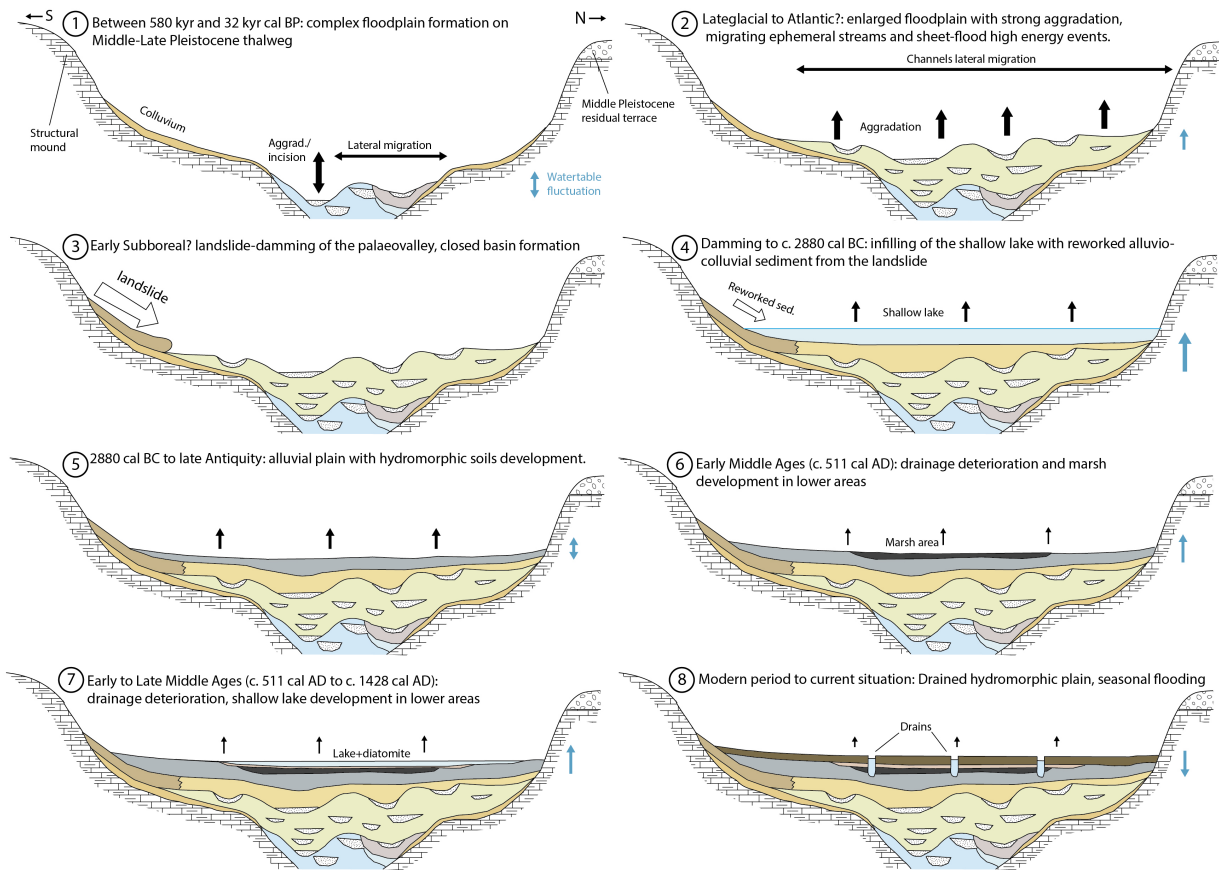


Figure 11. Reconstruction of main hydro-sedimentary phases in the evolution of the basin since the Late Pleistocene. For sedimentary units colors, see Fig. 7.

During the Atlantic-Subboreal transition or during the early Subboreal, a landslide downstream closed the basin. It caused massive sedimentation in a shallow lacustrine environment of reworked material from the landslide scar and body (Fig. 11.3 and 11.4). Circa 2881 cal BC, the basin re-found fluvial conditions of deposition after regressive erosion incised landslide deposits. It became a hydromorphic plain which slowly continued to aggragate. Clay sedimentation was occasionally interrupted by more energetic alluvial phases, but finally low-energy hydromorphic conditions became permanent until the late Antiquity (Fig. 11.5). Minor environmental variations certainly occurred within this period (redox conditions, water-table oscillations, changes in the water budget, downstream channel aggradation or incision related to water/bedload ratio changes) due to climatic or anthropogenic factors; they are outside the scope of this work and will be the object of detailed forthcoming research. In the early Middle Ages (c. 500 cal AD) the water table abruptly rose and/or drainage conditions deteriorated, and a marsh developed in the lower part of the basin (Fig. 11.6). This drainage deterioration is consistent with similar events seen in the *Limagne* plain and the *Sarliève* palaeolake, where it is explained by a combination of climatic and historical factors (Ballut, 2001; Fourmont, 2006). Marsh evolved to a shallow lake where diatomite deposited during the central and late Middle Ages (511 cal AD to 1428 cal AD approx., Fig. 11.7). Here radiocarbon chronology becomes consistent with historical sources evoking fisheries and a mill (Daugas & Tixier, 1977; Vallat, 2003). In modern period, certainly in the XVIII<sup>th</sup> century the lake was drained for cultivation (Daugas & Tixier, 1977), and the basin became a drained hydromorphic plain seasonally flooded (Fig. 11.8).

## 6. CONCLUSION

This work is the first geomorphological study of the basin of *La Narse de la Sauvetat*, a hydromorphic depression situated in the southern *Limagne* plain (French Massif Central). An integrated approach based on geomorphological and stratigraphic analysis, pedo-sedimentary characterization, geophysical prospection, geomatics and radiocarbon dating provided valuable information about the basin origin and evolution. At the base of the sedimentary sequence, results demonstrated the existence of a former paleovalley fossilized under about 6m of sedimentary infilling. The geomorphological analysis of the eastern area of the basin, the topographic reconstruction from recent LiDAR survey and former (1962) aerial imagery prior to civil-engineering works made evident the locking in of this former valley by a topographic threshold. Stratigraphic and pedo-sedimentary analysis of the infilling of the depression revealed that alluvial facies fill its deeper part while hydromorphic to palustrine facies fill its upper part. Both of them are separated by a colluvial layer linked to a massive colluvial input from the *Puy de Corent* slopes, and by lacustrine deposits. This event was then interpreted as a massive landslide which completely locked in the palaeovalley forming the threshold and the basin. Using available data we propose that the landslide occurred in the Atlantic-Subboreal transition or in the Early Subboreal, however this hypothesis needs to be confirmed by further research.

This work also allowed us to characterize main phases in the infilling of the depression. We proposed a chronological framework consistent with local and Western Europe Late Pleistocene and Holocene alluvial dynamics, which will be completed and refined in further studies: infilling of the basin likely began before c. 32 kyr. BP in an alluvial floodplain exposed to aggradation and incision phases constrained to late Pleistocene thalwegs excavated in bedrock. A sedimentary hiatus probably existed between c. 32kyr. BP and the Lateglacial. From the Early Holocene until the Atlantic, the floodplain was likely aggrading which is consistent with local and regional sedimentary yield in the first part of the Holocene. Valley damming, perhaps at the beginning of the Subboreal, was the major event affecting the history of this area, since it blocked the drainage and formed a shallow lake in the closed basin which was quickly captured by the drainage network and became hydromorphic (c. 2881 cal BC) until the late Antiquity (c. 500 cal BC). An abrupt drainage deterioration and/or water table rising occurred at the start of the Middle Ages and caused the formation of a marsh which became a shallow lake standing until the XVIII<sup>th</sup> Century, when the basin was definitively drained.

In forthcoming investigations, the late-Holocene sedimentary record from this basin will certainly provide valuable palaeoenvironmental data to understand long term human-environmental interactions from the Neolithic to the Roman period in southern *Limagne*. Additionally Late Pleistocene and Early Holocene base of the alluvial sequence could provide valuable insights on evolution of the area, especially on environmental impacts of Lateglacial-Early Holocene volcanic activity. Hence, this long-time sedimentary record makes *La Narse de la Sauvetat* depression an excellent place for further development of high resolution multi-proxy palaeoenvironmental research.

## 7. ACKNOWLEDGEMENTS

This work is a part of the AYPONA project funded by the *Conseil Regional d’Auvergne* (France). The LiDAR survey was funded by AYPONA and carried out by the IMAO society. Radiocarbon dates were funded by the University Lyon 2 (Projet BQR Lyon 2, dir. M. Poux and J-F. Berger). Coring was performed with financial support of the *Zone Atelier Loire*. The authors acknowledge Mathias Pareilh-Peyrou for the geophysical prospection, Aude Beauger, Erwan Roussel, Alexandre Garreau, Olivier Voltaire, Gaspard Charrier, Vincent Berthon, Arthur Messerli, Ana Casado, Paul Ledger and Adrien Barra for fieldwork and laboratory assistance. We also thank Gerard Vernet, Pierre Boivin, Charley Merciecca, Florian Couderc and Bertrand Dousteysier for the valuable scientific discussions, and the landowners M. Favv and M. De Quatrebarbes who allowed access to their fields. Finally, we express sincere thanks to the anonymous reviewers for their remarks and critical reading of the manuscript.

**Conflicts of Interest:** The authors declare no conflict of interest. The founding sponsors had no role in the design of the study; in the collection, analyses, or interpretation of data; in the writing of the manuscript, and in the decision to publish the results.

## 8. REFERENCES

- Ballut, C. (2000). Evolution environnementale de la Limagne de Clermont-Ferrand au cours de la seconde moitié de l’holocène (Massif central français). Université de Limoges.
- Ballut, C. (2001). Evolution géomorphologique et hydrologique dans les marais de Limagne au cours de la seconde moitié de l’Holocène ( Massif central , France ) / Geomorphological and hydrological evolution in the Limagne swamps during the second part of the Holocene. *Quaternaire*, 12, 43–51.
- Bell, M., & Walker, M. J. C. (2005). *Late Quaternary Environmental Change: Physical and Human Perspectives*. Prentice Hall.
- Bennett, R., Welham, K., Hill, R. A., & Ford, A. (2012). A Comparison of Visualization Techniques for Models Created from Airborne Laser Scanned Data. *Archaeological Prospection*, 19, 41–48.
- Berger, J.-F. (2006). Sédiments, dynamique du peuplement et climat au Néolithique ancien. In J. Guilaine (Ed.), *Populations néolithiques et environnements*. (pp. 155–212). Paris: Errance.
- Berger, J. F., Delhon, C., Magnin, F., Bonté, S., Peyric, D., Thiébault, S., Guilbert, R., & Beeching, A. (2016). A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espeluche-Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies. *Quaternary Science Reviews*, 136, 66–84.
- Blond, S. (2007). L’atlas des routes royales de Trudaine . *Siècles*, 25, 66–82.
- Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Camus, G., De Goër, A., Gourgaud, A., Labazuy, P., De Larouzière, F.-D., Livet, M., Mergoïl, J., Miallier, D., Morel, J.-M., Vernet, G., & Vincent, pierre M. (2004). *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. (P. N. R. des V. D’Auvergne, Ed.) (4e Edition.). Clermont-Ferrand: Université Blaise Pascal.
- Boivin, P., & Thouret, J.-C. (2014). *The Volcanic Chaîne des Puys: A Unique Collection of Simple and*

- Compound Monogenetic Edifices. In M. Fort & M.-F. André (Eds.), *Landscapes and Landforms of France* (p. 274). Springer.
- Borgatti, L., & Soldati, M. (2002). The influence of Holocene climatic changes on landslide occurrence in Europe. In J. Rybar, J. Stemberk, & P. Wagner (Eds.), *Proceedings of the First European Conference on Landslides* (p. 748). Prague: CRC Press.
- Borgatti, L., & Soldati, M. (2010). Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120, 56–64.
- Bornand, M., Callot, G., Favrot, J.-C., & Servat, E. (1968). *Les sols du Val d'Allier, notice explicative de la carte pédologique au 1/100.000ème*. Montpellier: INRA, Service d'étude des sols.
- Bouiller, R. (1979). *Minute de la carte Géologique de la France à 1:50000, feuille 717 (Veyre-Monton)*. BRGM.
- Bréhéret, J.-G., Macaire, J.-J., Fleury, A., Fourmont, A., & Soulié-Märsche, I. (2003). Indices de confinement dans les dépôts lacustres holocènes de Sarliève (Limagne, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 479–485.
- BRGM. (1973). *Carte Géologique 1/50.000 n°693 (Clermont-Ferrand)*. (BRGM, Ed.). Orléans: BRGM.
- Brown, A. G. (1997). *Alluvial geoarchaeology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- CETE. (1974). *Glissement de terrain à la sortie sud de Corent*. Clermont-Ferrand.
- CETE. (1981). *Commune de Corent- Glissement de terrain dans une boucle du CD 8 E*. Clermont-Ferrand.
- Cremaschi, M., & Nicosia, C. (2012). Sub-Boreal aggradation along the Apennine margin of the Central Po Plain: geomorphological and geoarchaeological aspects. *Geomorphologie-Relief Processus Environnement*, 18, 155–174.
- Daugas, J.-P., Debénath, A., Pelletier, H., Raynal, J.-P., & Tixier, L. (1978). *Etudes quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. 1 : La rase'' de Maison-Rouge, commune de Saint-Beauzire, Puy-de-Dôme*. *Nouvelles archives du Museum d'Histoire naturelle de Lyon, fascicule*, 47–58.
- Daugas, J.-P., & Tixier, L. (1977). Variations paleoclimatiques de la Limagne d'Auvergne. *Approche écologique de l'Homme Fossile, supplément au Bulletin de l'AFEQ*, 47, 203–235.
- Daugas, & Raynal, J. P. (1989). Quelques étapes du peuplement du Massif central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique Some stages of prehistoric settlement in Massif Central , Les étapes reconnues du peuplement du Massif Central français illustrent-elles des r. *Cahiers du Quaternaire*, 13, 67–95.
- Deberge, Y., Baucheron, F., Cabezuelo, U., Caillat, P., Gatto, E., Landry, C., Leguet, D., Pasty, J.-F., Pertlweiser, T., Vermeulen, C., & Vernet, G. (2014). TESTIMONIALS OF THE GALLIC WARS IN THE CLERMONT BASIN, NEW CONTRIBUTIONS. *Revue archéologique du Centre de la France*, 53.
- Derruau, M. (1950). La formation du relief de la Grande Limagne. *Revue de géographie alpine*, 38, 7–105.
- Dotterweich, M. (2013). The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early

- descriptions and research, and the development of soil conservation—A global synopsis. *Geomorphology*, 201, 1–34.
- Dreibrodt, S., Lomax, J., Nelle, O., Lubos, C., Fischer, P., Mitusov, A., Reiss, S., Radtke, U., Nadeau, M., Grootes, P. M., & Bork, H.-R. (2010). Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology*, 122, 351–369.
- Ellis, E. C., Kaplan, J. O., Fuller, D. Q., Vavrus, S., Klein Goldewijk, K., & Verburg, P. H. (2013). Used planet: A global history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 7978–7985.
- Evans, J. S., & Hudak, A. T. (2007). A multiscale curvature algorithm for classifying discrete return LiDAR in forested environments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 1029–1038.
- Fourmont, A. (2006). Quantification de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin de Sarliève (Massif Central, France) au tardiglaciaire et à l'Holocène : Impact des facteurs naturels et anthropiques. Université François Rabelais-Tours.
- Fourmont, A., Macaire, J.-J., Bréhéret, J.-G., Argant, J., Prat, B., & Vernet, G. (2006). Tephra in lacustrine sediments of the Sarliève marsh (French Massif Central): age and preservation. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1141–1149.
- Fourmont, A., Macaire, J. J., & Bréhéret, J. G. (2009). Contrasted Late Glacial and Holocene hydrology of Sarliève paleolake (France) from sediment geometry and detrital versus biochemical composition. *Journal of Paleolimnology*, 41, 471–490.
- Gachon, L. (1963). Contribution à l'étude du Quaternaire récent de la Grande Limagne marno-calcaire : morphogenèse et pédogenèse. Institut National Agronomique.
- Giraud, J. (1902). Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne). Faculté des Sciences de Paris.
- Glangeaud, P. (1908). Géographie Physique et Géologie du département du Puy-de-Dôme. Clermont-Ferrand.
- Greffier, G., Restituto, J., & Héraud, H. (1980). Aspects géomorphologiques et stabilité des versants au sud de Clermont-Ferrand. *Bulletin de liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 107, 17–26.
- Gregory, K. J., & Benito, G. (2003). *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. Wiley.
- Hatté, C., Bréhéret, J.-G., Jacob, J., Argant, J., & Macaire, J.-J. (2013). Refining the Sarliève paleolake (France) neolithic chronology by combining several radiocarbon approaches. *Radiocarbon*, 55, 979–992.
- Hesse, R. (2010). LiDAR-derived Local Relief Models a new tool for archaeological prospection. *Archaeological Prospection*, 17, 67–72.
- Hinschberger, F., Fourmont, A., Macaire, J.-J., Breheret, J.-G., Guerin, R., & Bakyono, J.-P. (2006). Contribution of geophysical surveys to the study of fine grained lacustrine sediments . Application to the Sarliève marsh ( Massif Central , France ). *Bull. Soc. géol. France*, 177, 311–322.



- Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Breheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reys, J.-L., Andrieu-Ponel, V., & Arnaud, F. (2013). 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). *The Holocene*, 23, 1317–1328.
- Lecoq, H. (1867). *Les époques géologiques de l'Auvergne (vol. II)*. Paris: Baillière et fils.
- Ledger, P. M., Miras, Y., Poux, M., & Milcent, P. Y. (2015). The palaeoenvironmental impact of prehistoric settlement and proto-historic urbanism: tracing the emergence of the oppidum of corent, auvergne, france. *PloS one*, 10, e0121517.
- Lenselink, G., Kroonenberg, S., & Loison, G. (1990). Pleniglacial to holocene paleo-environments in the Artière basin in the Western Limagne rift valley, Massif-Central, France). *Quaternaire*, 1, 139–156.
- Lespez, L., Clet-Pellerin, M., Limondin-Lozouet, N., Pastre, J.-F., Fontugne, M., & Marcigny, C. (2008). Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, 98, 55–70.
- Lin, Z., Kaneda, H., Mukoyama, S., Asada, N., & Chiba, T. (2013). Detection of subtle tectonic-geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey. *Geomorphology*, 182, 104–115.
- Macaire, J. J., Fourmont, A., Argant, J., Bréhéret, J. G., Hirschberger, F., & Trément, F. (2010). Quantitative analysis of climate versus human impact on sediment yield since the Lateglacial: The Sarliève palaeolake catchment (France). *The Holocene*, 20, 497–516.
- Magny, M., Leuzinger, U., Bortenschlager, S., & Haas, J. N. (2006). Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research*, 65, 3–19.
- Malatrait, A. M. (1993). *Commune de Corent (63). Examen des menaces de chutes de rochers. recommandations.*
- Malgot, J., & Baliak, F. (2002). Landslides-the most important geodynamic process in Slovakia. In J. Rybar, J. Stemberk, & P. Wagner (Eds.), *Proceedings of the First European Conference on Landslides* (p. 748). Prague: CRC Press.
- Margielewski, W. (1997). Dated Landslides of the Jaworzyna Krynicka Range (Polish Outer Carpathians) and their relation to climatic phases of the Holocene. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 83–92.
- Mayoral, A., Peiry, J.-L., Berger, J., Ledger, P. M., Depreux, B., Simon, F. X., Milcent, P.-Y., Poux, M., Vautier, F., & Miras, Y. (2018). Geoarchaeology and chronostratigraphy of the Lac du Puy intra-urban protohistoric wetland, Corent, France. *Geoarchaeology*.
- Mayoral, A., Toumazet, J.-P., Simon, F.-X., Vautier, F., & Peiry, J.-L. (2017). The Highest Gradient Model: A New Method for Analytical Assessment of the Efficiency of LiDAR-Derived Visualization Techniques for Landform Detection and Mapping. *Remote Sensing*, 9, 120.
- Mcneary, R. W. A. (2014). Lidar Investigation of Knockdhu Promontory and its Environs, County Antrim, Northern Ireland. *Archaeological Prospection*, 21, 263–276.
- Miallier, D., Sanzelle, S., Pilleyre, T., Vernet, G., Brugière, S., & Danhara, T. (2004). Nouvelles données

- sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1–8.
- Michon, L. (2001). Dynamique de l'extension continentale: Application au rift Ouest Européen par l'étude de la province du Massif Central. Université de Rennes I.
- Milcent, P.-Y., Poux, M., Mader, S., Torres, M., & Tramon, A. (2014). Une agglomération de hauteur autour de 600 a.C. en Gaule centrale : Coirent (Auvergne). *Transalpinare*, 181–204.
- Miras, Y., Beauger, A., Lavrieux, M., Berthon, V., Serieyssol, K., Andrieu-ponel, V., & Ledger, P. M. (2015). Tracking long-term human impacts on landscape, vegetal biodiversity and water quality in the lake Aydat catchment (Auvergne, France) using pollen, non-pollen palynomorphs and diatom assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 424, 76–90.
- Miras, Y., Laggoun-Defarge, F., Guenet, P., & Richard, H. (2004). Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the "Narse d'Espinasse" (Puy de Dome, French Massif Central). *Vegetation History and Archaeobotany*, 13, 91–103.
- Nehlig, P., Boivin, P., De Goër, A., Mergoïl, J., Sustrac, G., & Thiéblemont, D. (2003). Les volcans du Massif central. *Géologues* (sp. issue), 1–41.
- Notebaert, B., & Verstraeten, G. (2010). Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth-Science Reviews*, 103, 163–182.
- Notebaert, Berger, J. F., & Brochier, J. L. (2014). Characterization and quantification of Holocene colluvial and alluvial sediments in the Valdaine Region (southern France). *Holocene*, 24, 1320–1335.
- Novák, D. (2014). Local Relief Model (LRM) Toolbox for ArcGis.
- Orombelli, G., & Ravazzi, C. (1996). The Late Glacial and Early Holocene: cronology and paleoclimate. *Il Quaternario*.
- Pastre, J.-F. (2005). Les nappes alluviales de l'Allier en Limagne (Massif Central, France). *Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional*. *Quaternaire*, 16, 153–175.
- Pastre, J. F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Orth, P., Chaussé, C., Fontugne, M., Gauthier, A., Kunesch, S., Le Jeune, Y., & Saad, M. C. (2002). Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires: les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). In *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans* (pp. 29–44).
- Poiraud, A. (2012). Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay ( Massif central , France ) caractérisation , facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa. Université Blaise Pascal.
- Poiraud, A., Miras, Y., & Defive, E. (2012). Les glissements de terrain, marqueurs des changements climatiques : le cas du Subboréal dans le bassin du Puy-en-Velay (Massif central, France). In *Q8 - Quaternaire 8*. Clermont-Ferrand, France.
- Poux, M. (2012). *Coirent, Voyage au coeur d'une ville gauloise*. Paris: Editions Errance.

- Prat, B. (2006). Systèmes agropastoraux et milieux périurbains en Basse Auvergne au cours des trois derniers millénaires: contribution de l'analyse palynologique à l'étude des interactions sociétés-milieu. Thèse de doctorat.
- Provost, M., & Mennessier-jouannet, C. (1994). Carte archéologique de la Gaule 63-2 Le Puy-de-Dôme. Paris: Ministère de la Culture.
- Raynal, J.-P., Daugas, J.-P., & Pelletier, H. (1979). Etudes quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. II : les dépôts de versant du Creux-Rouge, commune de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme). *Nouvelles archives du Museum d'Histoire naturelle de Lyon*, fascicule, 87–95.
- Raynal, J. P. (1984). Chronologie des basses terrasses de l'Allier en Grande Limagne (Puy-de-Dôme, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 21, 79–84.
- Raynal, J., Vernet, G., & Daugas, J. (2003). Evolution récente de la Limagne d'Auvergne ( France ) : impacts du volcanisme et aspects des peuplements humains au Tardiglaciaire et à l'Holocène . In C. Albore-Livadie & F. Ortolani (Eds.), *Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene*, *Territorio storico et ambiente 3* (pp. 461–475). Bari: Edipuglia.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafliðason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.
- Ruddiman, W. F. (2003). THE ANTHROPOGENIC GREENHOUSE ERA BEGAN THOUSANDS OF YEARS AGO. *Climatic Change*, 61, 261–293.
- Simon, F.-X., Mayoral, A., Vautier, F., & Miras, Y. (2015). Refinement of ALS point cloud through the assesment of bare-earth classification algorithms: the Aypona Project case study. *Archaeologia Polona*, 53, 578–581.
- Soldati, M., Corsini, A., & Pasuto, A. (2004). Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55, 141–161.
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended 14C database and revised Calib 3.0 14C Age Calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215–230.
- Stular, B., Kokalj, Z., Ostir, K., & Nuninger, L. (2012). Visualization of lidar-derived relief models for detection of archaeological features. *Journal of Archaeological Science*, 39, 3354–3360.
- Tarolli, P. (2014). High-resolution topography for understanding Earth surface processes: opportunities and challenges. *Geomorphology*, 216, 295–312.
- Trément, F. (2011). Les arvernes et leurs voisins du Massif Central à l'Epoque Romaine-Une archéologie du développement des territoires, vol. I. Clermont-Ferrand: Revue D'auvergne, Alliance Universitaire d'Auvergne.
- Trément, F., Argant, J., Breheret, J.-G., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Fournier, G.,

- Liabeuf, R., Loison, G., Lopez-Saez, J.-A., Macaire, J.-J., Marinval, P., Mennessier-Jouannet, C., Milcent, P.-Y., Prat, B., Rialland, Y., & Vernet, G. (2007). Un ancien lac au pied de l'oppidum de Gergovie (Puy-de-Dôme). *Gallia*, 64, 289–351.
- Trément, F., Mennessier-Jouannet, C., Argant, J., Bréheret, J.-G., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Lopez-Saez, J.-A., Macaire, J.-J., Prat, B., & Vernet, G. (2007). Le bassin de Sarliève : occupation du sol et paléo-environnement à l'âge du Fer. In *L'archéologie de l'âge du Fer en Auvergne, Actes du XXVIIe colloque international de l'A.F.E.A.F* (pp. 385–400). Clermont-Ferrand.
- Trément, Loison, G., Argant, J., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Fournier, G., Liabeuf, R., Prat, B., Rialland, Y., & Vernet, G. (2006). Interactions sociétés-milieus en Grande Limagne du Néolithique à l'époque romaine Apport des recherches interdisciplinaires conduites dans le bassin de Sarliève (Puy-de-Dôme). *Préhistoire du Sud-Ouest*, 11, 11–32.
- Vallat, P. (2002). Histoire de l'occupation du sol dans la Limagne des buttes (Puy-de-Dôme) de l'Age du Fer à l'Antiquité Tardive. Université d'Avignon et des pays du Vaucluse.
- Vallat, P. (2003). Rapport de diagnostic Gazoduc Cournon-Issoire (1ere tranche).
- Vautier, F., Corenblit, D., Hortobágyi, B., Fafournoux, L., & Steiger, J. (2016). Monitoring and reconstructing past biogeomorphic succession within fluvial corridors using stereophotogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 1448–1463.
- Vernet, G. (2013). La séquence sédimentaire des Gravanches/ Gerzat : enregistrement d'événements « catastrophiques » à valeur chronologique en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *Quaternaire*, 109–127.
- Vernet, G., & Raynal, J.-P. (2000). Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 330, 399–405.
- Vernet, G., & Raynal, J.-P. (2002). Éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leur impact sur les environnements. In *Hommes et Volcans. De l'éruption à l'objet. XIVth Congress UISPP*, Liege.
- Vernet, G., Raynal, J. P., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., Pilleyre, T., & Sanzelle, S. (1998). Tephrostratigraphy of the last 160KA in western Limagne (France). *Quaternary International*, 47–48, 139–146.
- Vidal, N., & De Goër, A. (1997). Le Puy d'Aubière et le glissement de Gergovie. Association du Site de Gergovie.
- Vidal, N., Hervé, A. D. G. De, & Camus, G. (1996). Collapse of erosional reliefs in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France. *Quaternaire*, 7, 117–127.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., & Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791–1828.



VII

**ANALYSES GÉOARCHÉOLOGIQUES MULTI-PROXY DES ARCHIVES  
PÉDOSÉDIMENTAIRES DE LA NARSE DE LA SAUVETAT**



# CHAPITRE VII

---

## *Analyses géoarchéologiques multi-proxy des archives pédosédimentaires de La Narse de la Sauvetat*

### **1-Introduction**

#### ***Cadre géomorphologique et chrono-stratigraphique, objectifs.***

Le Chapitre VI a abouti à une caractérisation générale du remplissage sédimentaire du bassin de la Narse de la Sauvetat, basée sur des données sédimentologiques et stratigraphiques acquises au moyen d'une campagne de tarièrage manuel sur le bassin, et complétées par des données historiques, LiDAR, photogrammétriques et géophysiques. La formation du bassin a pu être attribuée à la fermeture d'une paléovallée par un glissement de terrain venant des pentes du Puy de Corent. Le bassin a ensuite évolué comme une dépression fermée hydromorphe, avec des tendances palustres-lacustres à partir du Moyen-âge jusqu'à son drainage au XVIII<sup>e</sup> siècle (J.-P. Daugas & Tixier, 1977; Vallat, 2003). Des datations radiocarbone ont permis de définir un cadre chronologique général pour la mise en place du bassin qui serait intervenue peu avant 2881 cal BC, et le dépôt des deux mètres supérieurs du remplissage en conditions hydromorphes.

Situé en périphérie du site de Corent mais aussi à proximité d'établissements antiques (Simon et al., 2017), ce bassin constituait donc une opportunité majeure pour conduire une étude géoarchéologique et paléoenvironnementale intégrée et à haute résolution de ses archives sédimentaires. Les objectifs principaux étaient de caractériser l'évolution du système morphosédimentaire du bassin et des versants qui l'entourent en discriminant les phases de connectivité hydrosédimentaire des phases de stabilité et pédogénèse, ainsi que de retracer l'évolution de la zone humide et des impacts des activités anthropiques. La discussion de ces résultats par rapport aux enregistrements archéologiques, mais aussi par rapport aux variations climatiques et paléoenvironnementales locales et régionales doit contribuer à la reconstruction des interactions socio-environnementales dans ce secteur de la Limagne méridionale depuis le Néolithique à l'Age du Fer et l'Antiquité. Une attention particulière sera portée à la discussion des mécanismes, des rythmes et des seuils dans la dynamique de forçage anthropique progressif des milieux.

#### ***Séquences sédimentaires étudiées***

L'acquisition d'archives sédimentaires a été entreprise dans le cadre du programme AYPONA en décembre 2014. Les analyses géoarchéologiques et paléoenvironnementales multi-proxy à haute résolution ont été financées par un programme BQR de l'Université Lyon 2. Les opérations de carottage se sont focalisées sur plusieurs points de la cuvette localisés sur les profils stratigraphiques

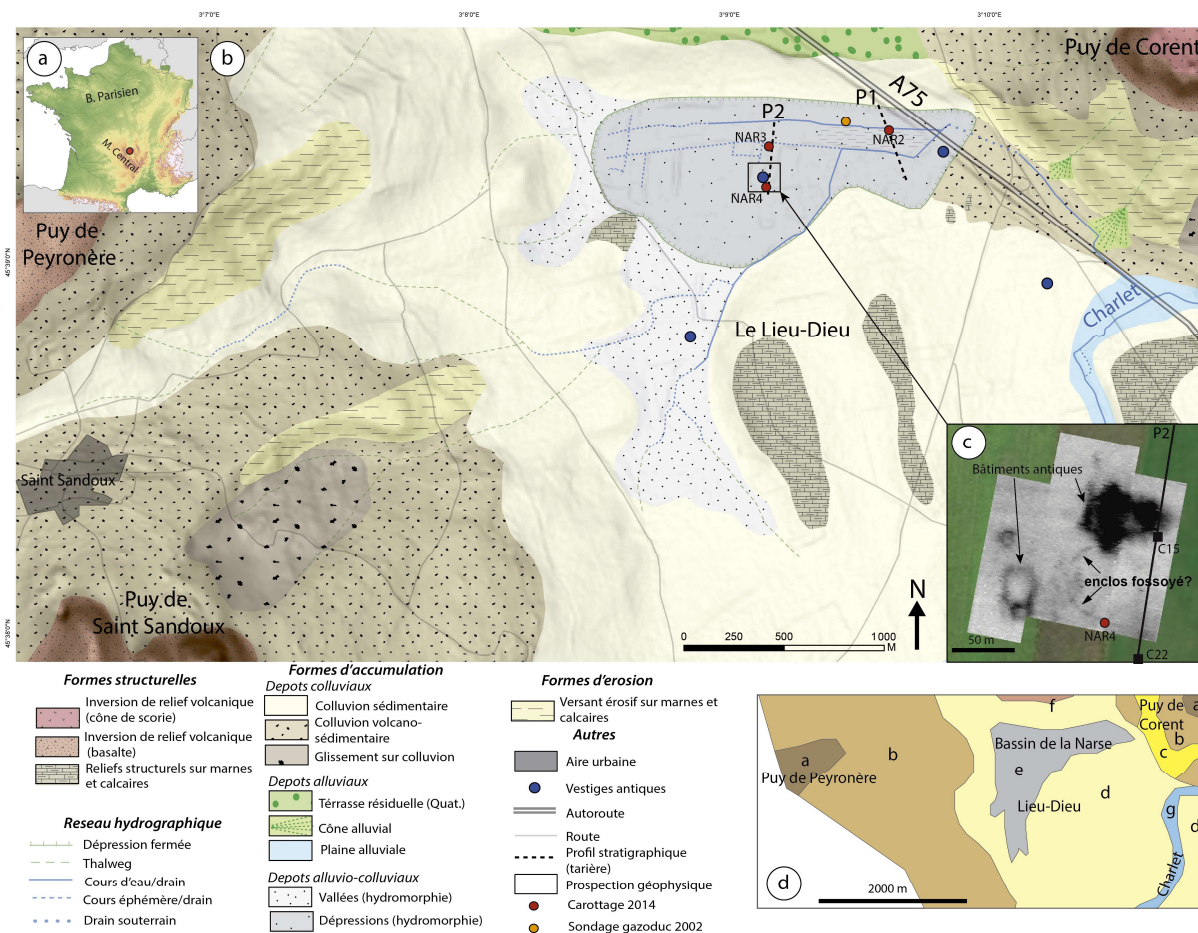


construits à la tarière (voir chapitre précédent). On a suivi un gradient centre-périphérie afin d'avoir un aperçu complet des différents secteurs de la cuvette et de spatialiser l'analyse géomorphologique et paléoenvironnementale (Fig. 7-1 et 7-2).

Trois carottes tubées exploitables mesurant entre 2 et 3 m de longueur ont pu être prélevées (plus une 4<sup>ème</sup> conservée en archive), dénommées NAR2, 3 et 4, au moyen d'un carottier à percussion SEDIDRILL. Les trois carottes couvrent toute la partie sommitale hydromorphe du remplissage et présentent une stratigraphie qui coïncide globalement avec celle observée précédemment lors du tariérage ; les taux de compaction sont faibles. La première carotte (NAR2) est située sur un des points les plus aval et le plus profond de la cuvette, proche du sondage à la tarière C6 (Fig. 7.1 et 7.2). Sonder au plus profond de la dépression a permis d'obtenir un enregistrement le plus dilaté possible, et *a priori* aussi le plus complet et le moins perturbé du fait de sa situation au cœur du système humide. Cette carotte représente la séquence de référence ou *Master Core* de la cuvette, et a regroupé la majeure partie des analyses *multi-proxys* et des datations, dont certaines ont été présentées dans le chapitre précédent.

NAR3 a été implantée environ 600 m en amont de NAR2, dans un secteur que nous pensions périphérique par rapport aux faciès palustres et lacustres connus. La troisième carotte (NAR 4) a été localisée à proximité immédiate de vestiges antiques caractérisés lors de prospections (Simon et al., 2017) 200 m au sud et à une côte légèrement plus élevée que NAR3 (Fig. 7.1 et 7.2), afin d'obtenir un enregistrement sédimentaire en contexte archéologique et d'analyser les variations latérales du remplissage. Des prospections géophysiques postérieures au carottage NAR4 (susceptibilité magnétique apparente au moyen d'un profileur électromagnétique EMP400, voir Fig.7.1-C) ont mis en évidence, en plus de deux bâtiments antiques en blocs de basalte, une structure circulaire de plus de 50 m de diamètre. Cette structure, dont une des bordures est adjacente au point de carottage, pourrait être un enclos funéraire fossoyé de l'Age du Bronze ou du 1<sup>er</sup> Age du Fer et (Simon et al., 2017).

Les séquences sédimentaires de ces trois carottes ont fait l'objet de datations au radiocarbone et d'analyses géoarchéologiques et paléoenvironnementales multi-proxys à haute résolution. Le sédiment s'est avéré stérile en pollen et en diatomées dans les sections de carotte intéressant chronologiquement cette thèse. En revanche, l'abondance de restes de gastéropodes a rendu possible une étude malacologique qui fournit un proxy biologique très local du couvert végétal et du fonctionnement hydrologique des sols de la dépression. Ces analyses, qui ont porté sur NAR2 et NAR3, ont été réalisées par Salomé Granai (GéoArchÉon) et ont fait l'objet d'un rapport indépendant (Granai, 2017). Ce chapitre présente les résultats de ces analyses multi-proxys, discutés ensuite au regard des données archéologiques et paléoenvironnementales disponibles au niveau local et régional.



**Figure 7-1.** A) Localisation du secteur d'étude. B) Carte géomorphologique du bassin de La Narse de la Sauvetat. C) Carte de Susceptibilité Magnétique apparente dans le secteur du carottage NAR4 (EMP 400 Profiler). Le cercle peut correspondre à un enclos fossoyé, peut-être de l'âge du Bronze Final ou du premier âge du Fer D) Principales formations pédologiques du secteur d'étude (Bornand et al., 1968) : a) lithosols et sols bruns sur basaltes ; b) sols bruns calcaires et calciques sur marnes et colluvions basaltiques ; c) sols colluviaux et régosols sur marnes et calcaires en plaquettes ; d) sols bruns calcaires sur pentes faibles ; e) sols argileux gris des dépressions marno-calcaires, à tendance isohumique et hydromorphe ; f) sol brun calcaire des terrasses à cailloutis peu épais sur substratum marneux ; g) sols des alluvions argileuses des ruisseaux des bas-reliefs marno-calcaires, à gley profond.

## 2-Matériels et Méthodes

### 2.1-Datations et modèles d'Age-Profondeur

Un total de 16 dates radiocarbone a été obtenu sur les trois carottes analysées dans ce chapitre. Pour ceci, le sédiment d'une moitié de chacune des carottes a été prélevé par tranches de 2 cm, défloculé dans une solution d'hexamétaphosphate de sodium à  $50\text{g.L}^{-1}$  puis tamisé sous jet d'eau à 500 puis  $100\ \mu\text{m}$ . Les refus de tamis ont été examinés à la loupe binoculaire pour concentrer les micro-charbons présents, puis réservés pour l'analyse malacologique.

Les échantillons de micro-charbons ont été envoyés à différents laboratoires (Poznan, Beta Analytics, Lyon-programme Artémis) pour des datations AMS. Les datations résultantes ont été calibrées au moyen du logiciel Calib 7.0 (Stuiver & Reimer, 1993) à la fourchette 2 sigmas avec la courbe de

calibration IntCal13 (Reimer et al., 2013). Des modèles d'âge-profondeur ont été construits en utilisant le modèle « smooth spline » sous CLAM (Blaauw, 2010), et en s'appuyant également sur des corrélations stratigraphiques claires entre carottes impliquant des niveaux bien datés. L'âge médian des modèles a été retenu pour l'interprétation des données paléoenvironnementales et la discussion. A partir des modèles d'âge-profondeur, des taux d'accumulation sédimentaire ont été calculés.

## **2.2-Étude micromorphologique**

### **2.2.1-Description sédimentaire, prélèvement et fabrication des lames**

Les trois carottes ont été décrites en termes sédimentologiques et pédologiques, puis divisées en unités et sous-unités sédimentaires. La demi-carotte restante de NAR2 a été ensuite coupée entre 64 et 230 cm de profondeur en blocs de taille appropriée pour la réalisation de lames micromorphologiques. Ceux-ci ont été plâtrés puis envoyés au laboratoire EDYTEM pour leur imprégnation et séchage. Des lames minces ont été réalisées à la plate-forme OMEAA à l'Université Lyon 2 en utilisant la chaîne de litho-lamellage *BrotLab* adaptée pour la fabrication de lames micromorphologiques. Le protocole utilisé est une adaptation de celui mis au point aux laboratoires de Paris-Grignon (Guilloré, 1980). Certains faciès de la carotte (195-230 cm) n'ont pas pu être imprégnés correctement du fait de leur forte compaction et de leur nature argileuse particulière (argiles gonflantes smectitiques) et la fabrication des lames s'est avérée totalement impossible. Entre 64 et 195 cm l'imprégnation fut généralement suffisante, mais certaines lames ont subi des arrachements. Des doubles ont dû être réalisés afin de pouvoir cumuler une surface suffisante permettant l'étude microscopique.

### **2.2.2-Étude et description des lames, quantifications**

Les 11 lames minces réalisées entre 64 et 195 cm ont été étudiées de l'échelle mésoscopique à l'échelle microscopique selon le protocole déjà établi dans le chapitre précédent, en se basant sur des ouvrages de référence (Bullock et al., 1985 ; Stoops, 2003 ; Loaiza et al., 2015). Les lectures ont été faites au moyen d'une loupe binoculaire Leica M80 et d'un microscope polarisant Leica DMLP, à différents grossissements et sous lumière incidente oblique (OIL), lumière plane polarisée (PPL) et lumière croisée polarisée (XPL), et plus rarement en lumière circulaire polarisée (CPL). Les mesures et les photographies ont été prises avec une caméra intégrée Leica et le logiciel *Leica Application Suite*.

L'identification des minéraux et des roches, et leur altération a été faite en utilisant des ouvrages de référence (MacKenzie & Guilford, 1980 ; MacKenzie, Donaldson, & Guilford, 1982 ; Delvigne, 1998 ; Scholle & Ulmer-scholle, 2003). Les traits pédologiques, la microstructure, la micromasse, la matière organique ont été décrites en termes semi-quantitatifs en suivant les lignes de P. Bullock et G. Stoops (Bullock et al., 1985 ; Stoops, 2003 ; Loaiza et al., 2015). Les traits pédologiques et/ou archéologiques ont été interprétés selon les ouvrages de référence les plus récents (Stoops, Marcelino, & Mees,

2010b ; Nicosia & Stoops, 2017). L'ensemble des données ont été consignées dans des fiches de description, refondues dans un tableau et une figure de synthèse (Annexe II, Fig. 5-5).

Des comptages ont été réalisés pour estimer l'influx de particules de micro-charbons et de fragments de scories volcaniques dans le sédiment, et les utiliser comme indicateurs paléoenvironnementaux. Les micro-charbons ont été quantifiés en analyse d'image, en se basant sur des microphotographies prises au moyen de la caméra numérique Leica. Trois photographies ont été prises par cm de lame en OIL, et la détection a été réalisée de manière semi-automatisée en utilisant le logiciel *Aphélion Dev*, en suivant la méthode développée à la plate-forme OMEAA (J. F. Berger et al., 2016). Le nombre de pixels noirs moyen des trois images a été retenu pour chaque centimètre de lame, et converti en  $\text{cm}^2.\text{cm}^{-1}$ . Les scories ont été comptées par cm de lame et leur diamètre mesuré manuellement sous éclairage OIL en utilisant la loupe binoculaire. Dans le cas de lames incomplètes, leur nombre a été corrigé en appliquant un coefficient de correction. En supposant une sphéricité approximative de la plupart des particules, la surface totale de scories en  $\text{cm}^2.\text{cm}^{-1}$  a été calculée. Elle indique des apports provenant obligatoirement du Puy de Corent, étant donné qu'il s'agit de l'unique source de matériaux scoriacés du bassin versant de La Narse de la Sauvetat (Bouiller, 1979).

## 2.3-Analyses géochimiques

Des demi-carottes de NAR2, 3 et 4 ont été passées au *core-scanner* XRF *Avaatech* au laboratoire Edytem, avec une résolution de 5 mm et des faisceaux à 10 Kv et 30 Kv générés par une anode de Rhodium. Les résultats donnent la teneur relative (en cps) de 24 éléments dont la plupart des éléments majeurs. Malheureusement, la dégradation du détecteur du *core-scanner* qui n'a été détectée à Edytem que postérieurement à l'analyse, a causé des lectures plus basses généralisées dans les sections inférieures de la carotte. Des facteurs de correction spécifiques ont pu être calculés afin de rendre les données homogènes, mais certains éléments comme le Potassium et le Phosphore sont devenus inutilisables.

Les éléments présentant un intérêt paléoenvironnemental ont fait l'objet d'une analyse en composantes principales (ACP) sous XLSTAT pour mettre en évidence les relations entre éléments ainsi que la nature géochimique des principales unités du remplissage (Birks & Birks, 2006 ; Sabatier et al., 2010 ; Bajard et al., 2016). Les résultats de l'ACP sont globalement similaires pour les trois carottes analysées ; de ce fait seulement l'ACP de NAR2 est présentée. Des ratios d'éléments ont été choisis comme indicateurs paléoenvironnementaux en fonction de l'interprétation de l'ACP, de la stratigraphie, et de l'analyse micromorphologique, en s'appuyant également sur la littérature disponible (Croudace & Rothwell, 2015). Des graphiques multi-proxys ont été construits à l'aide du logiciel de visualisation de données paléoenvironnementales C2 développé par l'Université de Newcastle en intégrant les données sédimentologiques (granulométrie, SM, taux de MO et carbonates).

## 2.4-Analyses sédimentologiques

Des analyses granulométriques ont été réalisées uniquement sur la carotte principale (NAR2) au moyen d'un granulomètre laser Coulter LS230 à GEOLAB, avec une résolution de 2cm. Les échantillons de carotte ont été attaqués à l'eau oxygénée pour éliminer la matière organique, puis traités au KCl et conservés dans de l'hexamétaphosphate de sodium pour les défloculer. La fraction supérieure à 2 mm, présente dans certains niveaux grossiers à la base de la carotte et non mesurée par le granulomètre laser a été pesée et mise de côté. Un échantillon homogène de la fraction inférieure à 2 mm a été introduit dans la cuve du granulomètre en employant la dispersion à ultrasons. Les résultats ont été traités avec le programme macro Excel *Gradistat* (Blott & Pye, 2001). Parmi les paramètres statistiques calculés, le D50 a été retenu comme indicateur. Un diagramme de Passega ou image CM a été construit afin d'avoir un aperçu du type de processus conduisant au dépôt des différentes unités de la carotte (Passega, 1977; Bravard & Peiry, 1999).

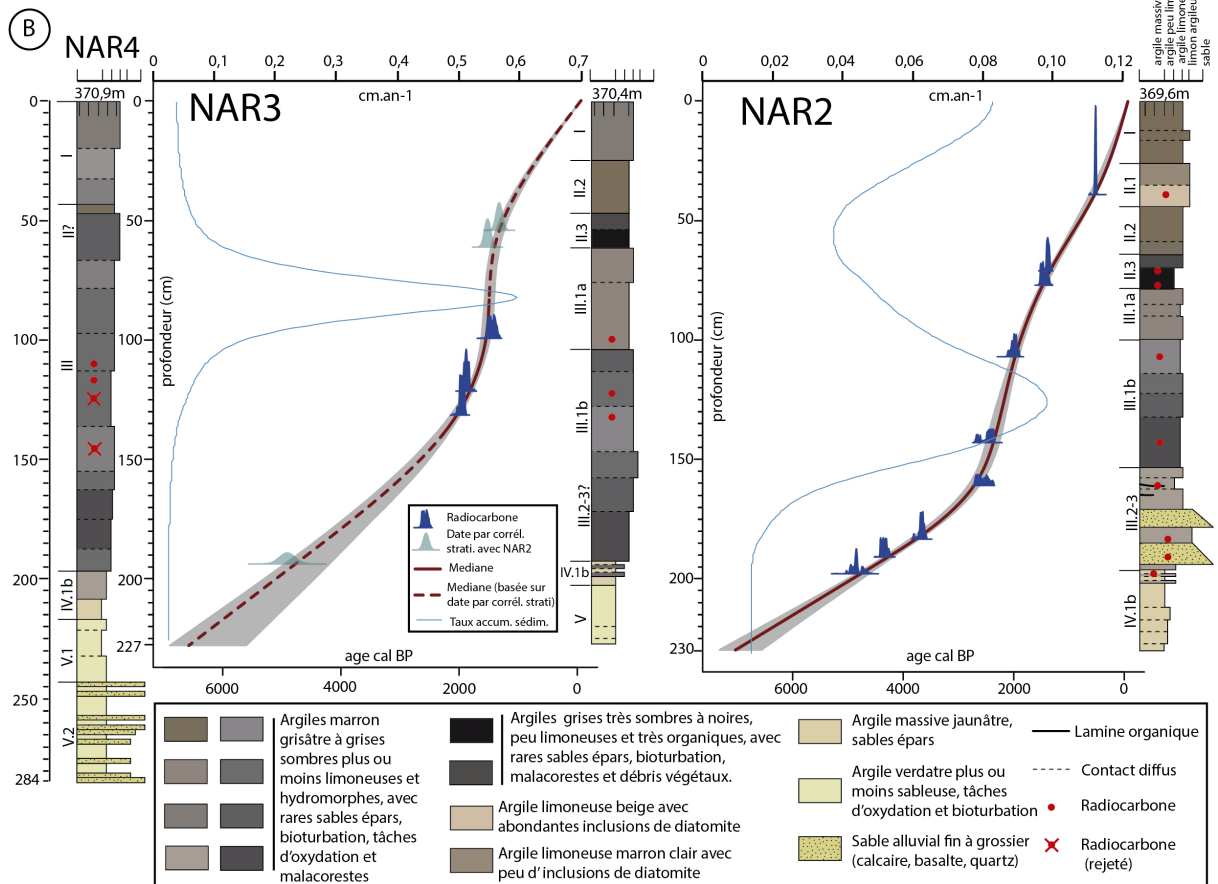
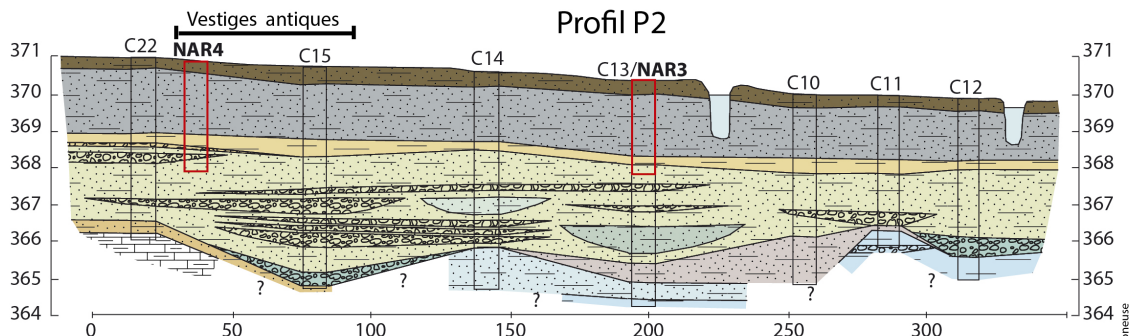
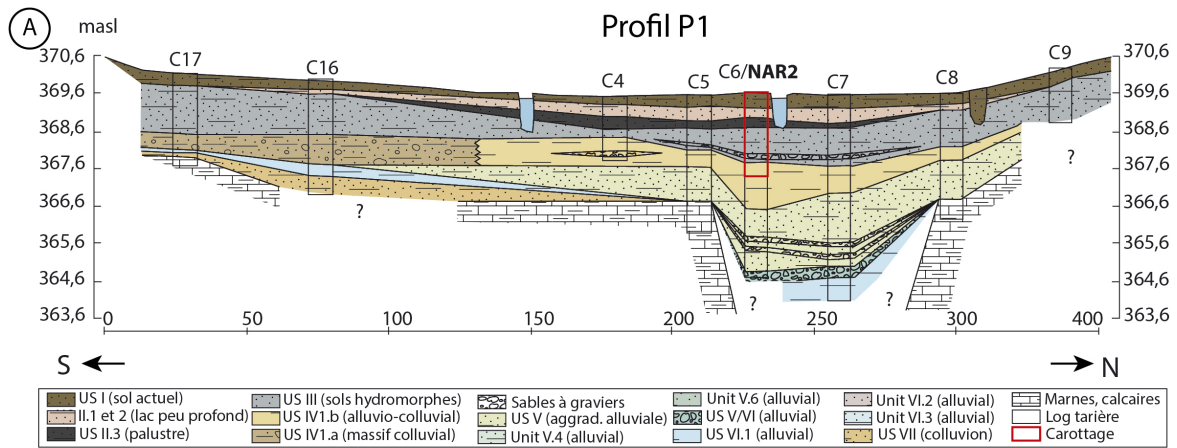
La Susceptibilité Magnétique (SM) a été mesurée sur les trois carottes, tous les centimètres, avec un susceptibilimètre Bartington MS2B, dans le but de détecter les phases de détritisme et/ou de pédogénèse. On a retenu la moyenne de quatre mesures par cm pour intégrer la possible variabilité du signal (Dearing, 1999). Les passées sableuses présentes à la base de la carotte NAR2 présentent parfois des valeurs de SM anormalement basses du fait de l'espace entre les grains, ce qui a parfois été compensé du fait de la présence de minéraux volcaniques très magnétiques.

La teneur en carbonates et en Matière Organique (MO) a été estimée tous les 2 cm sur les carottes NAR2 et NAR3 par la perte au feu en suivant un protocole en deux étapes (Heiri, Lotter, & Lemcke, 2001). Les échantillons ont été séchés, pesés et broyés, puis mis au four pendant 5h à 550° (calcination de la MO), puis 2h à 950° (calcination des carbonates). Les résultats sont ramenés au poids initial de l'échantillon sec.

## 3-Résultats

### 3.1 Stratigraphie et modèles Age-Profondeur

Les trois carottes présentent les mêmes grands ensembles stratigraphiques (Fig. 7-2) déjà décrits dans le chapitre précédent, ainsi qu'un gradient d'humidité/hydromorphie qui correspond bien à leur situation respective dans le bassin (Fig. 7-1-B). La carotte principale (NAR2) située au cœur du remplissage de la dépression est la plus complète et présente les unités stratigraphiques (US) les mieux différenciées, alors que dans NAR 3 les différences entre US deviennent moins nettes. Celles-ci deviennent quasi inexistantes dans NAR4, en contexte périphérique et à proximité de vestiges archéologiques. L'US V (dépôts d'une plaine alluviale en cours d'aggradation, où se sont produits des événements à haute énergie) est présente à la base de NAR3 et NAR4 et prend la forme d'abondantes passées sableuses millimétriques à centimétriques (V.2) devenant plus argileuses vers le sommet (V.1). L'US IV.1b (dépôts lacustres) a été trouvée dans les trois carottes, mais est beaucoup plus épaisse dans NAR2. Son sommet est caractérisé par une alternance de sédiment argileux massif jaunâtre et d'argiles grises hydromorphes plus ou moins sombres, disposés en lamines centimétriques diffuses.



**Figure 7-2.** A)- Profils stratigraphiques P1 et P2 (voir chapitre précédent) avec localisation des carottes. B) Stratigraphie et modèles d'âge-profondeur des carottes NAR2, NAR3 et NAR4.

L'US III.2-3 (uniquement NAR2) est constituée d'argiles limoneuses grises, incluant parfois des lamines sombres, avec deux niveaux sableux intercalés. Ces deux niveaux sont présents au moins sur une largeur de 50m au cœur de la dépression (voir Fig. 7-1-A). Il est très compliqué cependant de déterminer s'ils sont absents de NAR3 et NAR4, ou bien si ils deviennent latéralement des dépôts limono-argileux, très homogènes et difficiles à distinguer de l'unité sus-jacente (III.1b), l'état actuel des connaissances de la cuvette laissant ouvertes les deux possibilités.

L'US III 1.b a été identifiée dans NAR2, 3 et moins clairement dans NAR4. Il s'agit d'argiles limoneuses grises sombres avec des légères variations verticales de l'hydromorphie ou du contenu en matière organique. Ces niveaux sont les plus représentatifs de ce que les pédologues ont décrit comme les sols hydromorphes et isohumiques des dépressions calcaires de Limagne (Bornand et al., 1968). L'US III.1a apparaît très nettement dans NAR2 et NAR3, mais ne se distingue pas dans NAR4. Elle est identique à III.1b, mais a une couleur plus brune et présente d'abondantes petites tâches d'oxydation qui indiquent des conditions d'oxydoréduction plus sèches ou fluctuantes.

L'US II.3 est présente dans NAR2 et NAR3 et se compose d'argiles limoneuses noires très riches en débris de matière organique, surmontées d'argiles grises sombres également riches en débris végétaux. L'US a été interprétée comme étant des niveaux palustres (voir chap. précédent). L'US II.2 est présente dans NAR2 et NAR3, il s'agit d'argiles limoneuses marron clair à grisâtre plus ou moins bioturbées. L'US II.1 est composée d'argile limoneuse beige avec d'abondantes inclusions de diatomite. Elle apparaît seulement dans NAR2 et a été interprétée comme un niveau lacustre. L'US I (argiles limoneuses grises à marron) représente dans toutes les carottes l'horizon de labour subactuel à actuel, avec une épaisseur variable.

**Tableau 7-1. Datations radiocarbone des carottes NAR2, 3 et 4. En italique les datations rejetées.**

N°	Core	Prof. (cm)	Code Labo	Materiel	<sup>14</sup> C yr. BP	Cal BP (médiane, 2σ)	Cal BC/AD (médiane, 2σ)
1	NAR2	38-40	Poz-86197	Microcharbon	485 ± 30 BP	522 ± 21	1428 ± 21 cal AD
2	NAR2	70-72	Poz-71623	Microcharbon	1505 ± 30 BP	1418 ± 100	532 ± 100 cal AD
3	NAR2	76-78	Poz-86198	Microcharbon	1540 ± 40 BP	1439 ± 89	511 ± 89 cal AD
4	NAR2	106-108	Poz-71624	Microcharbon	2035 ± 35 BP	2006 ± 106	56 ± 106 cal BC
5	NAR2	142-144	Poz-71625	Microcharbon	2410 ± 40 BP	2524 ± 176	574 ± 176 cal BC
6	NAR2	160-162	Beta-434189	Microcharbon	2460 ± 30 BP	2537 ± 171	587 ± 171 cal BC
7	NAR2	183-184	Poz-86199	Microcharbon	3415 ± 30 BP	3699 ± 120	1749 ± 120 cal BC
8	NAR2	190-192	Poz-86200	Microcharbon	3910 ± 30 BP	4335 ± 86	2385 ± 86 cal BC
9	NAR2	196-200	Poz-86201	Microcharbon	4280 ± 60 BP	4831 ± 206	2881 ± 206 cal BC
10	NAR3	98-100	Poz-86203	Microcharbon	1540 ± 50 BP	1437 ± 102	513 ± 102 cal AD
11	NAR3	120-122	Poz-86204	Microcharbon	1930 ± 35 BP	1901 ± 88	49 ± 88 cal AD
12	NAR3	130-132	Poz-86205	Microcharbon	2010 ± 30 BP	1963 ± 78	13 ± 78 cal BC
13	NAR4	110-112	Lyon-12851	Microcharbon	2570 ± 30 BP	2634 ± 123	684 ± 123 cal BC
14	NAR4	117	Lyon-12852	Microcharbon	2655 ± 30 BP	2794 ± 51	844 ± 51 cal BC
15	<i>NAR4</i>	<i>124-126</i>	<i>Lyon-12853</i>	<i>Microcharbon</i>	<i>6020 ± 40 BP</i>	<i>6854 ± 105</i>	<i>4904 ± 105 cal BC</i>
16	<i>NAR4</i>	<i>143-145</i>	<i>Lyon-12854</i>	<i>Microcharbon</i>	<i>1780 ± 30 BP</i>	<i>1714 ± 98</i>	<i>236 ± 98 cal AD</i>

Au total 16 dates radiocarbone ont été obtenues sur les carottes : 9 dates ont été réalisées sur NAR2 plus riche en micro-charbons entre 39 et 198 cm, couvrant la période de 522 cal BP à 4831 cal BP (Tableau 7-1). NAR3 a fait l'objet de trois datations radiocarbone (entre 1437 et 1963 cal BP),

concentrées sur la partie supérieure du deuxième mètre de carotte, le reste étant quasiment stérile en microcharbons. Finalement NAR4 a fait l'objet de 4 datations radiocarbones, concentrées également sur la moitié supérieure du deuxième mètre de carotte. Deux d'entre elles ont fourni des âges entre 2634 et 2794 cal BP, cohérents entre eux et avec la chrono-stratigraphie de NAR2 et NAR3. En revanche, les deux dates les plus profondes sont incompatibles avec l'ensemble des données chrono-stratigraphiques et ont finalement été écartés (Tableau 7-1).

Un modèle âge-profondeur robuste et précis a pu être réalisé pour NAR2 et extrapolé jusqu'à 230 cm. La vitesse de sédimentation est basse pour les périodes les plus anciennes, augmente très nettement au début du 3<sup>ème</sup> millénaire cal BP, pour atteindre un pic approximativement vers 2200-2300 cal BP. Elle se réduit ensuite graduellement jusqu'à 1000 BP puis ré-augmente jusqu'à l'actuel (Fig. 7-2).

Un modèle âge-profondeur a également été construit pour NAR3 en ajoutant aux datations radiocarbones disponibles des dates issues de la corrélation stratigraphique de niveaux bien datés dans NAR2 (bas et haut d'US II.3, et contact US IV.1b avec US III), en acceptant le risque d'introduire des décalages mineurs. Le modèle d'âge-profondeur résultant pour NAR3 est globalement satisfaisant car il intègre bien l'ensemble des données chronologiques disponibles, même s'il reste plus incertain au-dessous de 150 cm en absence de datations directes. La vitesse de sédimentation dans NAR3 montre un pic très fort en milieu de carotte qui traduit un dépôt très rapide (quasiment instantané) de l'US III.1a, circonscrite entre deux dates quasiment identiques (dates 3 et 10, Tableau 7-1). En revanche, l'absence de corrélation stratigraphique nette avec les autres sondages n'a pas permis la production d'un modèle d'âge-profondeur fiable pour NAR4, et l'interprétation se borne aux datations obtenues.

## 3.2 Micromorphologie

L'étude micromorphologique a été réalisée sur 11 lames minces qui forment une séquence quasi-continue entre les cm 64 et 195 de la carotte NAR2, à l'exception de 2 hiatus mineurs. Les données semi-quantitatives des descriptions à l'échelle de la lame ont été regroupées par typologie, avec les courbes des scories et des microcharbons quantifiées en analyse d'image (Fig.7-5). Des phases et des sous-phases micromorphologiques ont été établies en fonction de la variation des traits. Cette division reste cependant en partie tributaire du découpage de la carotte en lames.

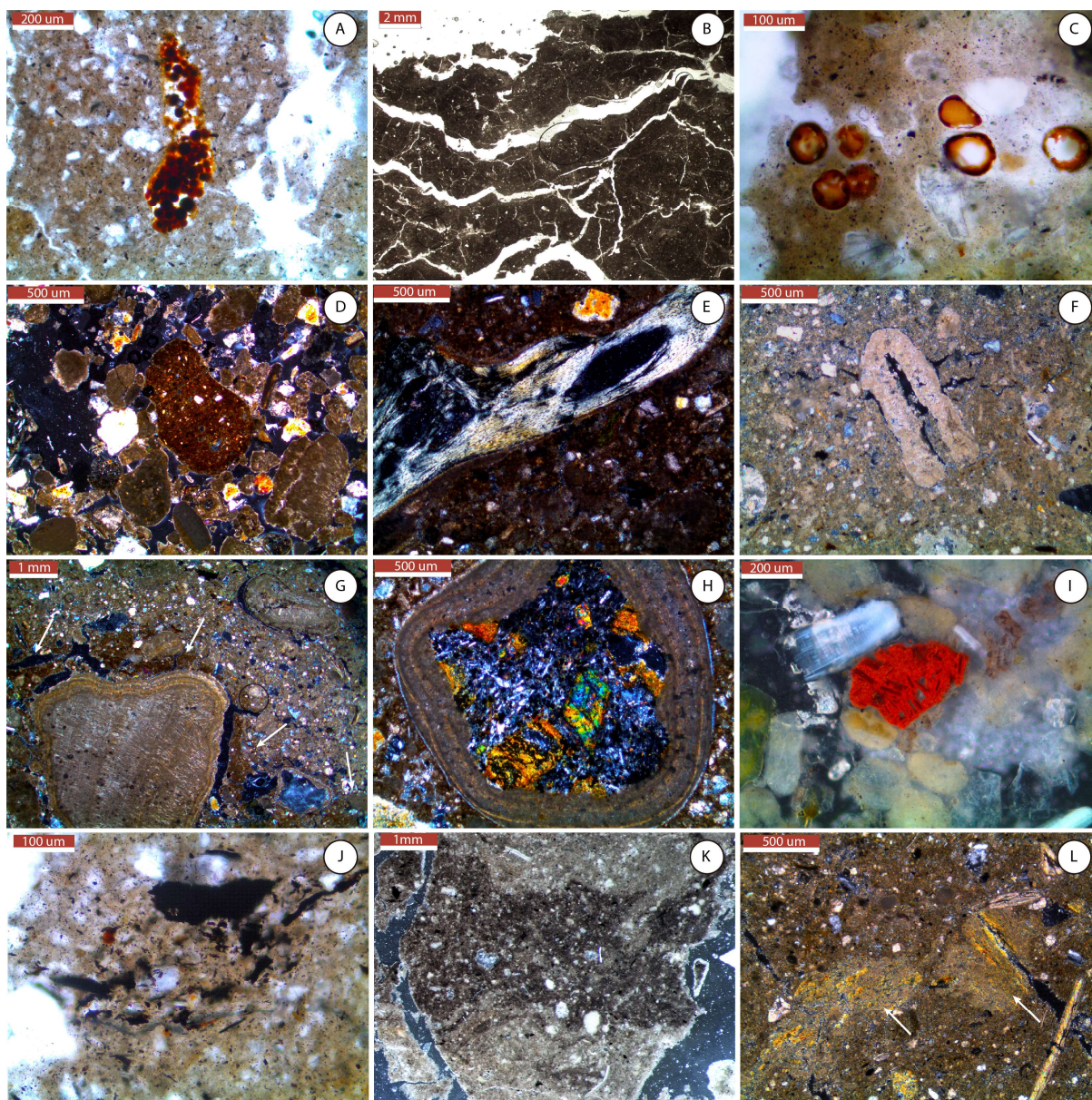
La séquence pédosédimentaire inclut des niveaux sableux superposés, des niveaux hydromorphes de type « cumulique », et des niveaux palustres juxtaposés (Fedoroff & Courty, 2002 ; Fedoroff, Courty, & Guo, 2010 ; Turner et al., 2015). Les microstructures sont en général polyédriques subangulaires à granulaires, parfois grumeleuses ou d'entassement, rarement en plaques (Fig. 7-3 et 7-4). La porosité intrapédale est représentée surtout par des chenaux fins interprétés comme des radicelles d'herbacées (Kooistra & Pulleman, 2010), parfois des chenaux de plus gros diamètre (lombricidés) et des cavités. La micromasse est systématiquement calcitique cristallitique, relativement organique, parfois micritisée ou oxydée. La fraction grossière minérale se compose de grains volcaniques en provenance des dépôts des versants des puys alentours, et de matériaux carbonatés issus du bassin carbonaté marneux de la Narse. Plus rarement, on observe des matériaux quartzeux-feldspathiques



dont l'origine est sans doute dans une terrasse résiduelle du paléo-Allier (Fig.7-1, 7-3 et 7-4). La fraction grossière bio-minérale se compose d'une part de biosphéroïdes qui indiquent l'activité de lombricidés, de malacofaune, et de microfossiles propres du domaine aquatique tels que des characées, des oogones de characées ou des ostracodes (Nicosia & Stoops, 2017).

Les concrétions carbonatées sont fréquentes et se composent de fragments anorthiques plus ou moins complets, en provenance de formations tuffacées ou stromatolitiques, ou de revêtements pisolithiques. La matière organique est globalement abondante dans la séquence : micro- et macrocharbons, restes de tissus, matière organique amorphe et petits fragments d'ossements, plus rarement des spores. Les fragments d'os ont une couleur brun jaunâtre en PPL et des couleurs de biréfringence gris olive à gris-bleu en XPL (Fig. 7-3E et 7-4O), ce qui peut être indicateur de combustions à basse température, environ 200-300° (Nicosia & Stoops, 2017). Les microcharbons sont présents de manière très homogène dans la séquence, et leur quantité augmente très graduellement vers le haut, ce qui suggère une homogénéisation prononcée du profil ou une augmentation très graduelle des feux (Fig. 7-5). Parmi les traits pédologiques, on observe fondamentalement des traits redox tels que des nodules de fer, de manganèse ou des hyporevêtements de fer. Ils sont accompagnés d'abondants nodules de calcite micritiques à microsparitiques, qui semblent imprégner graduellement la matrice, et ont des bords parfois très diffus. Leur morphologie est irrégulière, généralement arrondie, et on y observe des inclusions de matrice (Fig. 7-4-M et N). Ces nodules, développés *in situ* le plus souvent (plus rarement anorthiques), ne semblent pas être en relation avec la ryzosphère. Ils sont vraisemblablement le résultat d'une dissolution et reprécipitation de carbonates dans un même horizon, liée à des mouvements fréquents du front d'évaporation dans le profil (variabilité saisonnière p. ex.) durant quelques décennies (Zamanian, Pustovoytov, & Kuzyakov, 2016) (Courty, Goldberg, & MacPhail, 1989 ; Becze-Deák, Langohr, & Verrecchia, 1997 ; Freydet & Verrecchia, 1998; N. Durand, Monger, & Canti, 2010 ; Zamanian, Pustovoytov, & Kuzyakov, 2016). Probablement du fait du contexte d'accrétion sédimentaire continue et donc de migration du front d'évaporation, ces nodules, qui représentent un premier stage de l'accumulation secondaire de carbonates, ne sont jamais très évolués (imprégnations parfois peu développées, rareté des recristallisations sparitiques), et ne sont pas accompagnés d'autres types de carbonatations secondaires. On observe aussi des *clusters* d'excréments d'acariens oribatides, des agrégats pédosédimentaires anorthiques variés, ainsi que des traces de bioturbation depuis le haut de la séquence et exceptionnellement des revêtements argileux (Fig. 7-3, 7-4 et 7-5).

**L'unité MI** correspond au niveau sableux inférieur de la carotte NAR2 entre 188 et 195 cm. Il s'agit de sable grossier à fin vaguement granoclassé, avec un gravier basaltique anguleux de plusieurs cm à la base. La matrice fine est très peu abondante en haut et un peu plus abondante à la base de l'unité. Ces sables sont composés de matériaux volcaniques (basalte à analcime et néphéline, scorie, voir Fig.7-3 H et I) et carbonatés. Ils contiennent quelques restes malacologiques, des biosphéroïdes très roulés (reconnaissables à leurs bords lissés et leur gangue limoneuse périphérique), des revêtements pisolithiques microlités complets ou en fragments ainsi que des fragments de concrétions tuffacées/stromatolitiques (Fig. 7-3 G et H).



**Figure 7- 3.** Sélection de traits micromorphologiques des unités inférieures de la carotte NAR2. A) masse d'excréments d'acariens oribatides, micromasse carbonneuse (N211, PPL). B) Microstructure en plaques (N211, lumière transmise). C) Restes de spores (N211, PPL). D) Agrégat pédogénique roulé, entouré de sables micritiques bruns majoritairement carbonatés (N212B, XPL). E) Fragment d'os (N213, XPL). F) Fragment de concrétion carbonatée racinaire micritique à micro-sparitique (N212A, XPL). G) Interface (flèches) entre les sables grossiers (moitié inférieure) et les argiles limoneuses (moitié supérieure). Noter le grand fragment de calcaire stromatolitique ou tuffacé à revêtement de calcite microlaminé périphérique secondaire (N212B, XPL). H) Fragment de basalte (pyroxène, olivine, plagioclase) avec revêtement de calcite microlaminée (alternance de micrite et microsparite), roulé (N213, XPL). I) Fragment de scorie (grain rouge) (N212B, OIL). J) Amas de charbons et restes végétaux carbonisés *in situ* (N211, PPL). K) Portion de matrice sombre, avec plus d'éléments grossiers, plus humique et plus riche en microcharbons (reste d'horizon superficiel ? Base de N211, OIL). L) Agrégats argileux monostriés (flèches), peut-être des fragments de croûte de battance (XPL, N212A).

Ces concrétions témoignent d'une genèse polyphasée du sédiment. On observe également un petit nombre de petits fragments d'os, de rares fragments de charbon et de restes de tissus végétaux (probablement flottés), ainsi que des agrégats pédosédimentaires anorthiques aux caractéristiques variées. Les petits nodules d'imprégnation de fer et manganèse sont peu abondants. Ces caractéristiques suggèrent le dépôt par un évènement alluvial intense, qui a érodé les sols des versants volcaniques des puy environnants (Saint Sandoux et Peyronère en amont, mais aussi Corent en aval), du bassin marno-calcaire ainsi que le lit tuffacé des milieux aquatiques préexistants.

Il a été suivi d'une légère pédoturbation, probablement à associer à un certain développement pédologique dans l'unité sus-jacente.

**L'unité MII** (lame N213, 178-186 cm) a une granulométrie globalement plus fine, et une matrice argilo-limoneuse beaucoup plus abondante. La fraction grossière, similaire à l'unité sous-jacente, reste cependant assez abondante. On note la présence plus importante de scories et l'absence de revêtements pisolithiques (Fig. 7-5). La microstructure est très fermée, vaguement polyédrique subangulaire. Les traits pédologiques témoignent d'une activité pédologique (présence de quelques nodules sparitiques orthiques et de quelques agrégats organo-manganiques). Les macro- et microcharbons très abondants ainsi que les fragments d'ossements (Fig. 7-3-E), pour certains peut-être chauffés à basse température (200-300°, Fig. 7-4-O), pourraient être flottés et donc difficilement être considérés comme un indicateur d'activité anthropique proche. Quelques agrégats d'excréments d'acariens semblent être en relation avec des racines issues de niveaux supérieurs. MII implique donc un certain développement pédologique sur le sédiment alluvial sous-jacent. Il reste toutefois limité car la microstructure est très faiblement exprimée et la structure sédimentaire n'est pas totalement effacée.

**L'unité MIII** (lame N212B, 166-178 cm) est composée de sables alluviaux avec un granoclassement positif très net. Cette unité témoigne d'un événement hydro-sédimentaire similaire à MI, avec une granulométrie globalement plus grossière et une absence totale de matrice fine (Fig. 7-3D). Sa fraction grossière, peu altérée, contient des scories, du basalte à analcime, du calcaire, des revêtements pisolithiques et des fragments stromatolitiques. Elle est cependant un peu plus riche que MI en grains quartzeux ou feldspathiques, en biosphéroïdes très roulés et en pseudomorphes de characées, ainsi qu'en revêtements pisolithiques laminés ou microlités plus ou moins fragmentés. Les agrégats pédosédimentaires roulés parfois humiques, parfois décarbonatés (Fig. 7-3) sont assez abondants, et proviennent probablement des sols calcaires et calciques mais aussi volcaniques autour de la dépression (Fig. 7-1). La source de cette unité est donc sur les versants des puys environnants (Corent pour les scories et Saint-Sandoux/Peyronère pour les basaltes à analcime), mais aussi dans le bassin carbonaté lui-même et sur la terrasse résiduelle de l'Allier. On observe également des fragments d'os et des macrocharbons probablement flottés. Dans l'ensemble l'unité MIII semble représenter un événement alluvial intense, impliquant l'érosion des sols du bassin ainsi que des lits carbonatés des cours d'eau. Le dépôt n'a pas été pédoturbé, ni remanié par la suite, probablement à cause d'un ensevelissement rapide et/ou à une activité pédologique de trop faible ampleur.

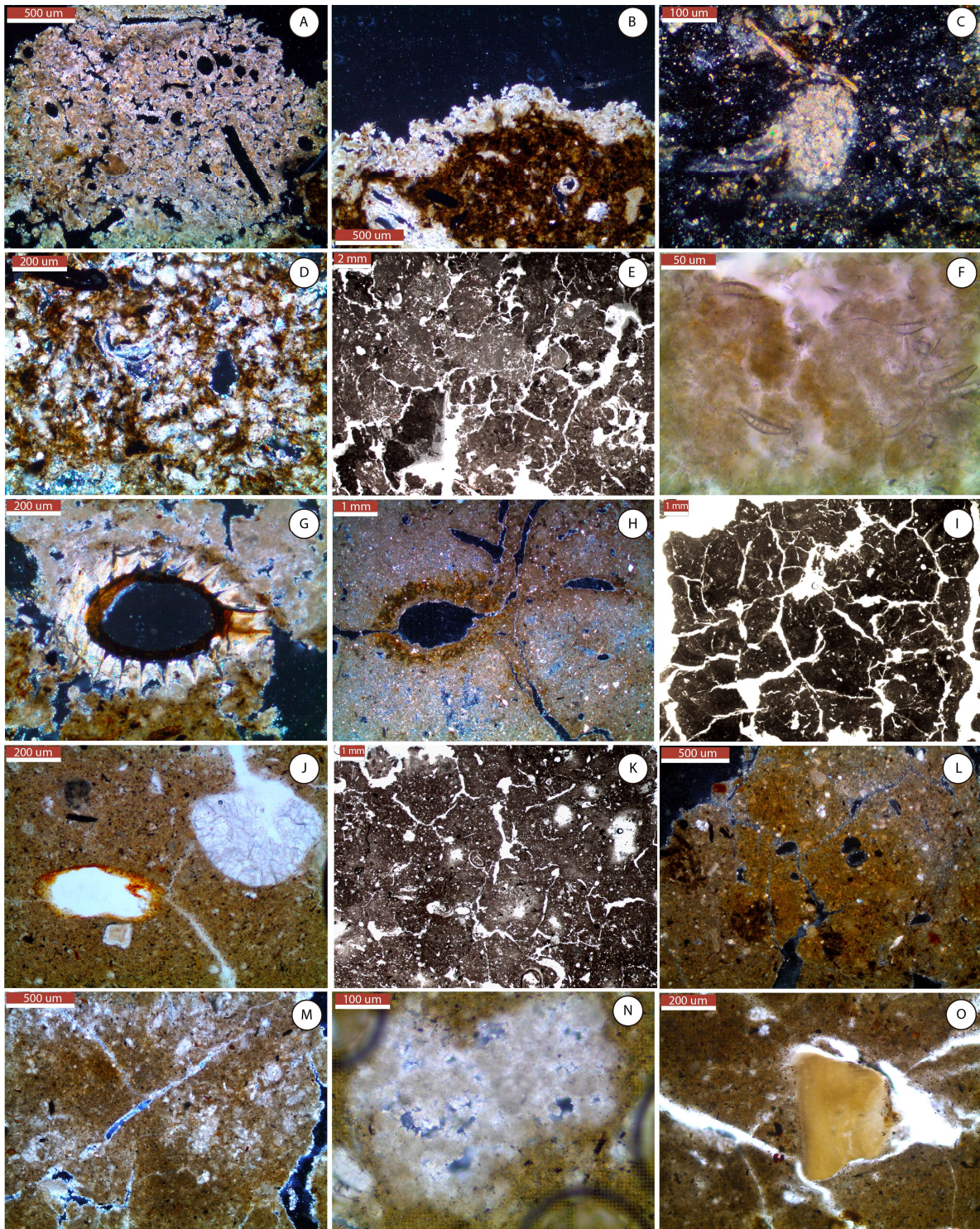
**L'unité MIV** (lames N211 et N212A, 152-172 cm) est constituée d'une matrice argilo-limoneuse avec peu d'éléments grossiers, en rupture avec les unités précédentes (Fig. 7-5). La microstructure est polyédrique subangulaire, modérément à bien développée, sauf en milieu d'unité où elle est en plaques (Fig. 7-3 B). Les cavités et les chenaux sont rares, sauf au sommet de l'unité où ils sont très abondants. La part des matériaux volcaniques dans la fraction grossière se réduit graduellement vers le haut de l'unité. On note quelques biosphéroïdes spécialement au sommet de l'unité, ainsi que d'assez nombreux fragments de concrétions tuffacées en bas d'unité. La micromasse est calcitique cristallitique et un peu organique, avec des légères micritisations en milieu d'unité. Dans l'ensemble, les éléments organiques sont moyennement à très abondants, spécialement vers le haut de l'unité (micro- et macrocharbons, matière fine amorphe, restes de tissus organiques, fragments d'os). Les principaux traits pédologiques sont formés de quelques

nodules manganiques et d'assez nombreux nodules de calcite (micritiques à microsparitiques) développés *in situ* aux dépens de la matrice (Fig. 7-4-N), ainsi que de très abondants amas d'excréments d'acariens oribates associés à des petits restes de radicules (Fig. 7-3 A).

L'ensemble des caractéristiques de cette unité indique un plus fort développement pédologique que celui des phases précédentes. La porosité est en général peu développée, le peu de biosphéroïdes et la présence de nodules de calcite et de manganèse suggèrent plutôt un sol massif et peu structuré, avec un phréatique fluctuant et des saturations faibles et courtes (Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010). La présence des traces d'acariens plutôt que de lombricidés (Fig. 7-5) suggère également un paléosol relativement humide, massif, et peu poreux en profondeur, compatible avec un sol de prairie humide (Gerasimova & Lebedeva-Verba, 2010 ; Jeffery et al., 2010 ; Kooistra & Pulleman, 2010).

Le sommet de l'unité présente en revanche certaines caractéristiques particulières, telles qu'une microstructure en plaques (Fig. 7-3B), plus de cavités et chenaux ainsi que des biosphéroïdes (Fig. 7-5), d'abondants macro et micro-charbons carbonisés *in situ* (Fig. 7-3J), et davantage de fragments organiques que les niveaux sous-jacents. En outre, on y rencontre (lame N211) des petits agrégats qui pourraient être des restes d'horizons superficiels et de croûte de battance (Fig. 7-3K et L). Dans l'ensemble ces caractéristiques suggèrent une perturbation pédologique importante, qui pourrait peut-être impliquer une mise en culture marquant le sommet du niveau et l'interface avec l'unité MV. En effet les labours agricoles ont tendance à augmenter la porosité, l'action de la macrofaune, et à créer un complexe organo-minéral homogénéisé (Jongerius, 1970 ; Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990 ; Spek et al., 2003 ; Adderley et al., 2010 ; Pagliai & Stoops, 2010), en réduisant fortement les populations de microarthropodes par rapport aux sols forestiers ou de prairie (Jeffery et al., 2010). La présence de restes de matière organique, de macro-charbons *in situ*, ainsi que de restes de croûtes de battance ou d'horizons superficiels sont également considérés des indicateurs de mise en culture (Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990 ; Pagliai & Stoops, 2010 ; Deák et al., 2017).

**L'unité MV** (lames N207 à 210, 100-148 cm) a une matrice en général argilo-limoneuse, avec une micromasse calcitique cristallitique assez organique et parfois micritisée, et des éléments grossiers peu nombreux à rares (Fig. 7-5). Globalement on observe une raréfaction et une réduction de taille des éléments grossiers vers le haut de l'unité (avec une rupture c. 124 cm), et une perte de masse de la fraction volcanique grossière jusqu'à sa quasi-disparition au sommet de l'unité. La microstructure est subangulaire polyédrique à granulaire selon les lames (Fig. 7-4 I et K), parfois légèrement prismatique. La porosité intrapédale est dominée par des petits chenaux, secondairement des cavités, à l'opposé de celle de MIV. Les biosphéroïdes sont assez abondants dans l'ensemble de l'unité tout comme la malacofaune, et des phytolithes apparaissent parfois dans sa partie supérieure. L'abondante matière organique (microcharbons souvent en bâtonnets, matière organique fine, restes de tissus végétaux, Fig. 7-4 J) y est distribuée de manière assez homogène verticalement. Les principaux traits pédologiques observables sont les nodules de calcite, de fer et de manganèse en quantité et taille variables, parfois des hyporevêtements ferrugineux, et une bioturbation post-dépositionnelle généralisée avec injection d'agrégats en provenance des horizons sus-jacents (US II.3, 2 et 1).



**Figure 7-4.** Sélection de traits micromorphologiques des unités supérieures de la carotte NAR2. A) Agrégat de calcite tuffacé orthique, formé par agrégation d'éléments péloïdaux micritiques et de pseudomorphes de tiges végétales, soudés par un ciment micritique à microsparitique (N204, XPL), B) Revêtement de calcite tuffacé (*capping*). Noter la micromasse sombre, riche en MO (N204, XPL), C) Nodule de calcite orthique, micromasse sombre cristallitique à isotrope (N204, XPL), D) Micromasse riche en grains calcitiques, fortement bioturbée (lombriciens) (N204, XPL), E) Microstructure grumelleuse-subangulaire ou subangulaire à sub-structure granulaire (N204, lumière transmise), F) Diatomées dans une micromasse carbonatée d'aspect floconneux (N204, PPL), G) Oogone de charophyte. Noter la présence de deux micromasses différentes, l'une brune, argilo-limoneuse et riche en fragments organiques et en microcharbons (bas), l'autre claire composée uniquement de micrite et microsparite (haut). (N204, XPL), H) Hypo-revêtement (ou revêtement pelliculaire ?) de fer et biosphéroïde, micromasse limono-argileuse riche en petits fragments organiques et microcharbons (N205, PPL), K) Microstructure granulaire assez compactée et fermée par un engorgement secondaire (N210, lumière transmise), L) Imprégnation de la matrice par Fe, et injections d'agrégats de la matrice riche en MO des niveaux supérieurs (N205, XPL). M) Accumulations de calcite micritique à microsparitique dans la matrice, certaines en évolution à nodules (N208, XPL). N) Zoom sur un nodule de calcite micritique à microsparitique en formation par imprégnation de la matrice. (N209, XPL). O) Petit fragment d'os brun clair-jaune, probablement chauffé à basse température (N205, PPL).

Ces caractéristiques micromorphologiques associées à l'homogénéité, à l'absence de traits texturaux et à une pauvreté relative en traits pédologiques, suggèrent le développement plus ou moins continu d'un horizon A organo-minéral (Stoops, Marcelino, & Mees, 2010). On peut l'interpréter comme un sol hydromorphe isohumique et cumulique, légèrement emboîté sur le sommet de MIV (Fig. 7-5). Étant donné le degré d'agrégation et de formation du complexe organo-minéral, de bioturbation et d'homogénéisation, ainsi que la richesse en matière organique, MV suppose une rupture majeure avec les unités sous-jacentes, qui confirme les changements pédologiques importants qui commencent déjà à se manifester au sommet de MIV (cf. paragraphe précédent).

L'abondance généralisée d'éléments organiques (pigments sombres, résidus organiques, MO finement intégrée à la micromasse, fragments d'os, micro- et macro-charbons etc...) ainsi que la forte homogénéisation verticale (micromasse excrémentale ?) et la présence continue de biosphéroides (Fig.7-4J), parfois légèrement roulés (et entourés alors d'une gangue argileuse), sont des indicateurs d'un développement continu d'horizons de surface (Adderley et al., 2010 ; Gerasimova & Lebedeva-Verba, 2010 ; N. Durand, Monger, & Canti, 2010). Ces traits viennent s'ajouter aux caractéristiques du sommet de MIV (restes de potentielles croûtes de battance notamment), et semblent également indiquer une potentielle mise en culture impliquant un labour permanent et l'utilisation du feu (Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990 ; Spek et al., 2003 ; Adderley et al., 2010).

La microstructure et la porosité orientent également vers des pratiques agricoles. En effet, en dépit de la quantité de matière organique et de la présence de biosphéroides, on note une absence marquée de porosité biogénique intra-agrégat, et une faible expression des microstructures grumeleuse, canaliculaire ou excrémentale (Fig. 7-4 K) habituellement liées à la macrofaune. Ceci indique une forte altération par rapport à une pédogénèse soumise exclusivement à des facteurs naturels. La disparition de la porosité biogénique et la réagrégation en polyèdres subangulaires compacts articulés par des vides planaires (Fig. 7-4 I) est un indicateur soit de vertisolisation (ici peu vraisemblable car tous les autres marqueurs caractéristiques sont absents), soit de labour continu (Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990 ; Spek et al., 2003 ; Adderley et al., 2010). Les traits texturaux argileux, dont on discute toujours la connexion directe avec les pratiques agricoles (Davidson & Carter, 1998 ; Macphail, 1998 ; Stephen Carter & Davidson, 1998 ; Stephen, Carter & Davidson, 1998) ne sont pas une condition *sine qua non* des horizons labourés (Usai, 2001 ; Deák et al., 2017). Les recherches menées sur des contextes carbonatés de texture fine analogues, tel que le *Chalk* au sud-est de l'Angleterre, ont montré que leurs sols sont habituellement très stables et ne développent pas des traits texturaux même quand ils sont soumis à des pratiques agricoles. Dans ce cas, d'autres indicateurs micromorphologiques (présence accrue d'os ou de charbons p. ex.) et biologiques (malacologie) peuvent être utilisés (Whittle et al., 1993 ; Macphail & Goldberg, 2018). En considérant tout ceci, une activité agricole continue tout au long du dépôt et de l'évolution de l'unité MV est assez plausible, même si une confirmation définitive par des indicateurs archéobotaniques serait souhaitable.

Les traits redox sont d'intensité limitée et hétérogènes verticalement, ce qui suggère que leur nature n'est pas phréatique car ils ne s'intensifient pas en profondeur. Ceci peut être dû à des conditions relativement sèches et/ou stables du profil, ou bien à une nappe phréatique circulante et oxygénée. L'absence de traits carbonatés typiquement associés aux oscillations phréatiques plaide aussi en faveur de cette interprétation. Les traits redox de MV viennent donc probablement d'inondations épisodiques plus ou moins intenses et fréquentes (Kovda & Mermut, 2010 ; Lindbo, Stolt, &

Vepraskas, 2010). Ces variations des traits pédologiques et cristallins, ainsi que celles de la microstructure qui devient parfois granulaire ou légèrement prismatique, permettent de distinguer en termes d'humidité quatre sous-phases qu'on peut interpréter deux à deux.

MV.1 et MV.3 présentent des microstructures plus granulaires et refermées, leur matrice est parfois micritisée et les nodules de calcite micritique à microsparitique plus ou moins imprégnés sont abondants (Fig. 7-4M et N). Des nodules d'imprégnation de fer sont également présents. Dans le cas de MV.3 on observe également des hyporevêtements ferrugineux, qui indiquent des oscillations de l'humidité plus importantes mais aussi des saturations plus longues et intenses du profil pédologique (Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010 ; N. Durand, Monger, & Canti, 2010). De plus, la présence de spores dans MV.3 (Fig. 7-3 C) traduirait des conditions plutôt humides, dans lesquelles les champignons ont tendance à remplacer la faune du sol (Jeffery et al., 2010). Dans l'ensemble ceci suggère pour MV.1 et MV.3 des battements de la nappe phréatiques et des conditions légèrement vertiques, avec des inondations plus fréquentes et prolongées (quelques jours à quelques semaines) suivies d'assèchements (Fedoroff & Courty, 2002 ; Kovda & Mermut, 2010 ; Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010 ; Stoops, Marcelino, & Mees, 2010a).

À l'opposé, MV.2 et MV.4 ont des microstructures polyédriques subangulaires à angulaires bien développées, moins de nodules de calcite et pas de nodules ferrugineux. MV.2 présente une certaine concentration de macrocharbons, qui suggèrent des feux locaux. En outre, la présence de rares agrégats pédosédimentaires y suggère une érosion des sols plus importante, et quelques agrégats d'excréments d'acariens un ralentissement de la pédoturbation. D'autre part, MV.4 est le seul niveau qui présente des rares revêtements argileux microlaminés, partiellement orientés, limpides à pulvérulents. Ils sont indicateurs d'une translocation des argiles lors d'une phase de stabilité pédologique et de niveau phréatique bas (Kühn, Aguilar, & Miedema, 2010), certainement à associer à la phase MVI sus-jacente. Les nodules de calcite y sont également plus rares, ce qui indique des oscillations d'humidité dans le sol moins fortes que dans le reste l'unité MV. Dans l'ensemble, les conditions hydrologiques sont plus stables pour les sous-unités MV.2 et MV.4, moins sujettes aux inondations saisonnières et à la vertisolisation (Kovda & Mermut, 2010 ; Lindbo, Stolt, & Vepraskas, 2010 ; Stoops, Marcelino, & Mees, 2010b). Elles enregistrent également une érosion des sols environnants légèrement accrue (Adderley et al., 2010 ; Fedoroff, Courty, & Guo, 2010).

L'unité MVI (lames N206 et N205B, 79 à 100 cm) constitue une rupture par rapport à MV. La microstructure est également polyédrique subangulaire à granulaire et la matrice reste argileuse, calcitique cristallitique et organique, mais avec une oxydation importante vers le haut de l'unité (Fig. 7-4 L) et une micritisation vers le bas, ce qui suggère des conditions plus variables d'oxydoréduction. La porosité intrapédale est articulée par de très nombreux chenaux petits et réguliers (herbacées) ainsi que quelques uns plus gros sur toute l'unité, et secondairement par des cavités. La granulométrie reste fine, et il y a une légère ré-augmentation de la fraction de matériaux volcaniques (Fig. 7-5). Les biosphéroïdes sont très gros et abondants dans toute l'unité, parfois roulés (rebord lissé et gangue argileuse) donc indicateurs d'érosion d'horizons superficiels des sols environnants, et on observe des rares phytolithes. La matière organique est très abondante et distribuée de façon homogène dans l'ensemble de l'unité, notamment les micro- et macrocharbons (parfois en bâtonnets), mais aussi les fragments amorphes de tissu et d'os. Les traits pédologiques d'oxydoréduction sont plus abondants et intenses qu'ailleurs dans la séquence (nodules d'imprégnation diffuse et irrégulière de fer et manganèse, hyporevêtements ferrugineux diffus de la

porosité, matrice oxydée), et globalement un peu plus abondants dans la partie inférieure de l'unité. Ceci suggère d'intenses variations des conditions redox dans le sol, cette interprétation étant étayée par l'abondance de nodules de calcite dans toute l'unité. La présence de spores dans sa partie basse, ainsi qu'une micritisation de la matrice et une microstructure plus granulaire et refermée suggèrent des conditions peut-être plus humides dans la partie basse de l'unité. Les injections de matrice des US sus-jacentes (notamment US II.3) sont abondantes, témoignant d'une forte bioturbation postérieure au dépôt initial.

L'ensemble de ces caractéristiques et la présence de quelques revêtements argileux microlaminés, partiellement orientés et pulvérulents dans l'unité sous-jacente indiquent une intensification des processus de bioturbation et d'illuviation dans le sol, ou peut-être la stabilité des processus pédologiques pendant une période prolongée d'accrétion sédimentaire faible. L'activité agricole devient sans doute très intense et continue. En revanche, l'activité biologique demeure faible : les traces d'activités de macrofaune sont absentes et la bioporosité inexistante, probablement détruites du fait d'une ré-agrégation continue imposée par le labour (Richard I Macphail, Courty, & Gebhardt, 1990).

Les traits redox sont marqués et présentent une distribution anormale dans l'unité, avec des hyporevêtements de fer et une oxydation de la matrice vers le haut et des nodules manganiques en bas. Ceci indique qu'au-delà des traits acquis au moment de la mise en place de MVI, des traits redox se sont surimposés postérieurement, très probablement du fait du dépôt de l'unité palustre sus-jacente, de manière analogue aux profils de sols des rizières (Stolt & Lindbo, 2010). Les conditions d'humidité de ce niveau n'étaient vraisemblablement pas très accusées au vu des autres indicateurs pédologiques (Fig. 7-5). En revanche à la base de l'unité, l'aspect plus granulaire, la micritisation et la présence de spores indiquent des oscillations de l'humidité et des conditions légèrement verticales (Jeffery et al., 2010 ; Kovda & Mermut, 2010 ; N. Durand, Monger, & Canti, 2010 ; Stolt & Lindbo, 2010).

L'unité MVII (lames N204 et N205A, 64-79 cm) est radicalement différente de l'ensemble des unités précédentes. La matrice reste argilo-limoneuse, mais elle est extrêmement organique, parfois très cristallitique. La microstructure est polyédrique subangulaire à grumeleuse (fig.7-4 E), avec d'abondants petits chenaux et cavités. La fraction grossière détritique reste peu abondante, et la fraction volcanique très réduite, parfois absente. En revanche, la fraction grossière biominérale est très riche et abondante, dont assez de biosphéroïdes. Mais surtout, on retrouve de très abondants malacorestes, de nombreux ostracodes et des traces de characées (pseudomorphes de tiges, oogones, Fig. 7-4 G) qui sont tous des marqueurs de milieux très humides ou aquatiques (Scholle & Ulmer-scholle, 2003 ; Nicosia & Stoops, 2017). La matière organique brunifiée ou noircie y est extrêmement abondante, au point d'obscurcir la matrice (quasiment isotrope en XPL). Elle contient de très abondants macro- et microcharbons, des restes de tissus végétaux et d'os. Parmi les traits pédologiques, on y retrouve de très abondants petits nodules de calcite microsparitiques à sparitiques formés par imprégnation de la matrice et des recristallisations postérieures dans des conditions semiaquatiques (Fig. 7-4 C), des grands nodules manganiques diffus modérément à fortement imprégnés, et d'abondantes concrétions tuffacées formées *in situ* (Fig. 7-4 A et B). Une section de la partie supérieure de la lame inclut une grande injection de micromasse beige claire floconneuse, composée quasi-exclusivement de micrite et riche en diatomées (Fig. 7-4 F). Bien qu'il s'agisse probablement d'une pollution du sédiment durant le carottage, cette injection de matrice



des niveaux supérieurs permet de confirmer l'installation de conditions pleinement lacustres à des périodes indéterminées du Moyen Âge.

Cette unité peut être interprétée comme un niveau palustre, avec un milieu aquatique riche en végétation (dont algues characées), qui a causé une bioturbation importante des unités sous-jacentes. Les traits redox  $\gamma$  sont absents, à l'exception du manganèse qui se complexe avec la matière organique. La présence très abondante de micro- et macro-charbons qui semblent en partie avoir subi des processus de transport (roulés) est le seul indicateur d'une potentielle activité anthropique sur le bassin et les versants (Fig. 7-5). Ces observations ajoutées aux traits redox relativement faibles des unités sous-jacentes, suggèrent plus une inondation permanente à cause de flux superficiels qu'une remontée du niveau phréatique à l'échelle de la cuvette. On peut distinguer trois sous-ensembles bien marqués dans cette unité MVII (Fig. 7-5). La phase MVII.1 recèle globalement plus de charbons et de matière organique que les autres, et pas de concrétions tuffacées, ni de nodules manganiques : on peut l'interpréter comme l'installation de conditions palustres qui succèdent très soudainement à MVI (contact très net). Les inclusions d'agrégats de MVI dans MVII.1 suggèrent que cette importante détérioration du drainage s'est accompagnée d'une certaine érosion des sols de MVI, hypothèse renforcée par le pic de microcharbons (Fig. 7-5). La phase MVII.2 a une matrice calcitique très cristallitique (Fig. 7-4 D), de très abondants nodules de calcaire et concrétions tuffacées *in situ* qui contiennent des diatomées et des phytolithes (Fig. 7-4 A et B), ainsi que des abondants pseudomorphes de characées. Elle est surtout marquée par l'absence de chenaux (traces de bio-pédoturbation) et de biosphéroïdes. Ceci identifie une phase de niveau d'eau plus élevé, purement aquatique, à production carbonatée authigène, proche de conditions lacustres. Avec MVII.3 réapparaissent des très abondants chenaux et de nombreux biosphéroïdes dans une micromasse à nouveau organique, très riche en charbons et avec quelques fragments d'os. Les concrétions tuffacées et nodules de calcite sont un peu moins fréquents, et les nodules manganiques très abondants. Ceci suggère une phase de légère baisse du niveau de l'eau, et une situation d'hydromorphie intermédiaire entre les deux phases précédentes (marais quasi-permanent), sans exclure des phases d'assèchement voire même d'érosion.

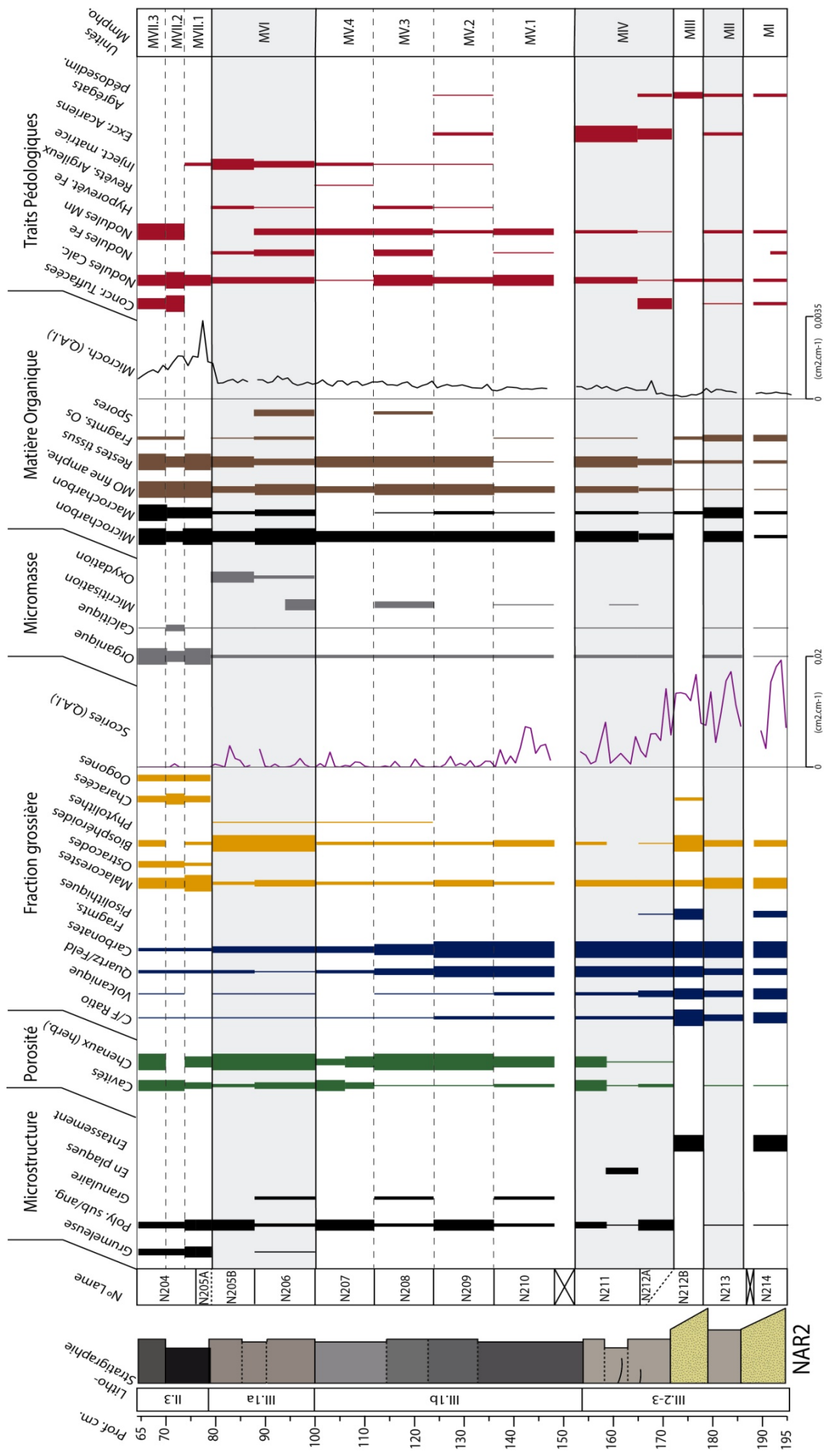


Figure 7-5. Diagramme de synthèse des principaux traits micromorphologiques de NAR2 entre 65 et 195 cm. La largeur des barres représente l'abondance relative de chaque trait (de rare à très abondant), ou bien leur degré de développement. Les scories et les microcharbons ont été quantifiés en analyse d'image (Q.A.I.). C/F : Ratio fraction grossière/fraction fine. La limite fin-grossière est de 20 microns.

### 3.3 Géochimie et sédimentologie

#### 3.3.1 Interprétation du signal géochimique

Malgré que des processus pédologiques affectent pratiquement l'ensemble de la séquence sédimentaire de la Narse de la Sauvetat, le signal géochimique reste en général interprétable en considérant que le système alluvial se construit par accumulation (sols de type cumulique), ce qui impose certaines précautions d'interprétation (Turner et al., 2015). La plupart des éléments ont fourni un signal exploitable et globalement cohérent avec l'organisation stratigraphique.

L'ACP réalisée sur 11 éléments (Fig. 7-6 A) de la carotte NAR2 montre une très bonne discrimination des variables. Les deux dimensions représentées correspondent aux deux premières composantes, qui expliquent 78,6% de la variance totale, dont la plupart est sur le premier axe (64,9%). Celui-ci oppose Mn, Ca et Sr au reste d'éléments typiquement corrélés au détritisme (Si, Ti, Fe, Zr, etc.). Le second axe discrimine Sr dans le premier groupe, et Pb, Si et Al de Zr et Ti dans le deuxième. Il ne donne pas d'information supplémentaire sur Rb, Fe et Zn qui contribuent faiblement à cette deuxième composante. La combinaison des deux axes permet finalement de discriminer cinq pôles (Fig. 7-6).

La répartition des éléments en fonction du deuxième axe suggère un tri chimique en fonction de la source sédimentaire. Les sédiments du bassin ont trois origines possibles : les matériaux volcaniques des puys environnants, les matériaux de la plaine marno-calcaire, et finalement la terrasse résiduelle de l'Allier qui referme le bassin au nord (Fig. 7-1) composée de sédiments volcaniques et quartzofeldspathiques. Zr et Ti, dont les teneurs sont typiquement élevées dans les roches volcaniques et spécialement les basaltes (Mielke, 1979 ; Salminen et al., 2005) semblent définir un pôle influencé par le volcanisme. À l'opposé Si, Al et Pb sont typiquement plus élevés dans les roches felsiques (Wedepohl, 1978 ; Mielke, 1979). Fe et Zn sont un peu plus abondants dans les roches volcaniques, et Rb l'est plutôt dans les felsiques (Mielke, 1979) : ils constituent un pôle qui peut traduire des sources sédimentaires mixtes.

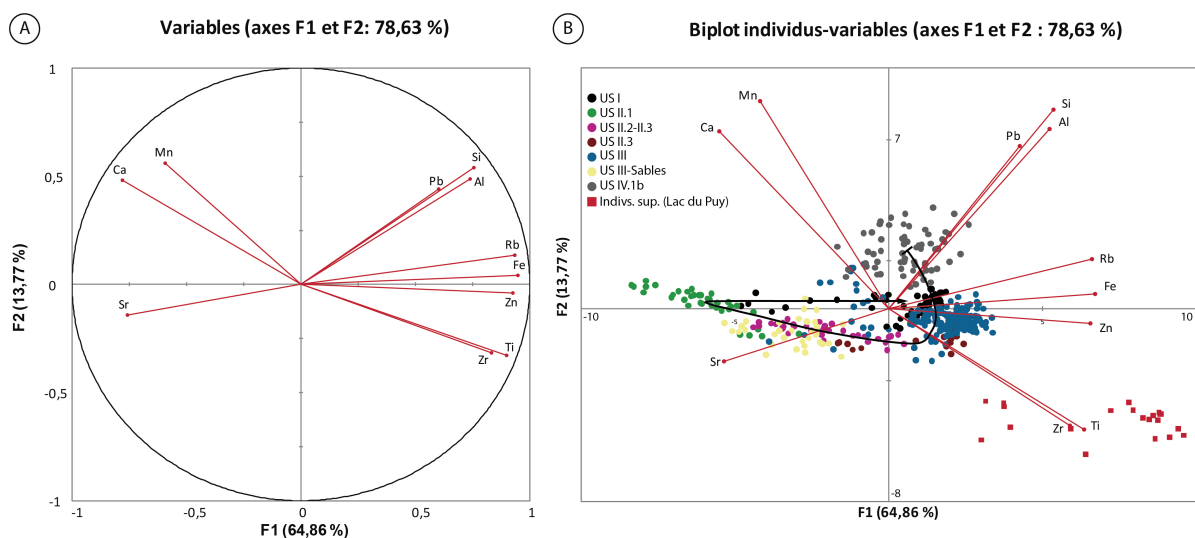


Figure 7- 6. A) ACP des variables géochimiques sélectionnées. B) Biplot montrant la distribution des individus dans l'espace factoriel triés par US. La flèche noire relie les centres de gravité du nuage de points de chaque US (sables exclus).

Dans le pôle calcique-manganique, Ca est typiquement associés à des conditions humides et de dépôt de carbonates, alors que Mn est contrôlé par le redox, et peut s'associer aux carbonates et à la matière organique (Wedepohl, 1978 ; Salminen et al., 2005). Sr est typiquement corrélé à Ca, mais les roches volcaniques en sont enrichies (Mielke, 1979). Ceci permet de manière analogue au pôle détritique de postuler que la position de Sr dans l'espace vectoriel est due à un tri chimique. Le premier axe représente donc l'opposition entre détritisme allochtone (valeurs positives) et conditions humides avec essentiellement une production carbonatée authigénique (valeurs négatives). Le deuxième axe représente en revanche l'opposition entre des matériaux silicoclastiques (valeurs positives) et volcaniques (valeurs négatives).

Le graphique de position des individus dans l'espace vectoriel (Fig. 7-6 B) montre une très bonne différenciation des principales unités sédimentaires selon ces deux axes principaux. Une vingtaine d'individus supplémentaires ne contribuant pas au modèle a été insérée dans la base de données (carotte COR13-4 du Lac du Puy de Corent, chapitre V) afin d'éclaircir l'analyse. Ils sont remarquablement positionnés autour du sous-pôle détritico-volcanique. L'US IV.1b est probablement constituée de sédiments dérivés de l'érosion directe de matériaux marno-calcaires des versants de Corent juste après la fermeture du bassin par le glissement (voir chapitre précédent). Sa position entre les cadrans 4 et 1, bien distincte des autres unités, reflète remarquablement la présence de marne extra-locale dans l'unité. Par ailleurs, la nature détritico des unités sableuses est masquée par leur richesse en carbonates (fragments de pisolithes, de concrétions tuffacées diverses) qui les positionne entre les cadrans 3 et 4.

Les US III à I sont discriminées essentiellement par l'axe F1 et montrent plutôt une influence de sédiments volcaniques. L'US III est l'unité la plus détritico de la séquence (à l'exception des sables) et est enrichie en éléments volcaniques. La position des échantillons de l'unité II.3 à II.1 se déplace progressivement vers des valeurs négatives de l'axe F1 et des valeurs légèrement positives sur le deuxième axe, ce qui indique des conditions progressivement moins détritico et plus humides. Enfin, l'US I a une position très proche de celle de l'US III (retour à un fort détritico). Cette trajectoire géochimique des unités III, II et I permet de proposer une évolution depuis des conditions relativement sèches et dominées par le détritico jusqu'à des conditions lacustres (US II.1), puis un retour récent à des conditions plus sèches et détritico (Fig. 7-6 B). Les résultats géochimiques confortent donc l'histoire de la dépression reconstituée dans le chapitre précédent.

Les résultats géochimiques ont aussi conduit à la sélection des ratios géochimiques pour leur utilisation en tant que proxys paléoenvironnementaux. Le ratio Fe/Mn a été retenu comme proxy des oscillations d'humidité dans les sols de la cuvette (Haberzettl et al., 2007 ; Cuvén, Francus, & Lamoureux, 2011 ; Corella et al., 2012). En milieu pédologique alluvial, l'interprétation doit être conduite avec prudence car des valeurs de fond élevées peuvent signaler la zone de battement temporairement saturée, et des valeurs basses une situation où le sédiment n'est pas saturé en eau mais aussi où la lame d'eau est présente de façon permanente (Turner et al., 2015). Un certain lien avec le détritico est probable car l'étude micromorphologique de NAR2 suggère que les variations redox de la cuvette sont principalement causées par des inondations superficielles. Le Mn indique également des conditions brusquement plus oxydantes (Kylander et al., 2011).

Le ratio Si/Ti est un indicateur de présence de sables siliceux mais aussi de silice biogénique (Kylander et al., 2011; Martin-Puertas et al., 2012; Shala et al., 2014). Le ratio Zr/Rb est habituellement un

indicateur fiable de granulométrie en contexte lacustre et alluvial (Kylander et al., 2011; Turner et al., 2015). Il peut ici avoir également une sensibilité à la nature volcanique du sédiment, enrichi en Zr. Sr/Ca indique une précipitation authigénique de carbonates en contexte lacustre (Martín-Puertas et al., 2011) et donc renseigne ici indirectement sur les variations du régime d'humidité du sol. Les cycles dissolution-précipitation des carbonates, favorisés par l'alternance de conditions humides et sèches dans le sol, sont parfois aussi interprétés comme provenant d'une évapotranspiration accrue lors d'étés plus secs (Berger et al., 2007). Le Pb est typiquement utilisé pour déceler la pollution par cet élément (Arnaud et al., 2006 ; Guyard et al., 2007). Ici le ratio Pb/Rb a été préféré afin de discriminer le Pb lithogénique, qui est abondant dans les roches felsiques (Fig. 7-6).

Bien que Zr ou Ti puissent être utilisés comme traceur d'érosion de sols volcaniques (Lavrieux et al., 2013), l'utilisation d'un proxy basé sur Fe a été ici préférée (Kylander et al., 2011 ; Van Daele et al., 2014) car il est très abondant dans les roches mafiques, ce qui limite les effets de dilution du signal face à d'autres éléments tels que le Ca. La partie de Fe liée aux processus d'oxydoréduction semble être négligeable car il est fortement corrélé aux autres éléments indicateurs de détritisme (Fig. 7-6). La nature très carbonatée du bassin de la Narse et sa proximité des versants volcaniques (Fig. 7-1) justifie l'utilisation du ratio Fe/Ca pour tracer les apports externes de sédiments volcaniques fins dans le bassin, et donc l'érosion des sols des versants. A titre de comparaison, ce ratio est de l'ordre de 10-15 dans les argiles volcaniques du Lac du Puy, mais seulement de 0,58 dans la séquence de la Narse de la Sauvetat, ce qui confirme cette interprétation.

### 3.3.2 Résultats géochimiques et sédimentologiques

#### ***Image CM***

L'image CM ou diagramme de Passega a été réalisée avec les données granulométriques des sédiments de NAR2 collectés entre 30 et 230 cm. Elle discrimine très correctement les différentes US et cadre parfaitement avec la variabilité hydrodynamique que l'on a identifiée dans le chapitre précédent. L'image présente des échantillons globalement bien moins triés que l'image originelle du Mississippi de Passega (1957), ce qui traduit un mauvais tri général probablement dû à la présence relativement fréquente d'éléments détritiques grossiers dans la matrice fine. Ceci est très probablement une conséquence d'un certain brassage pédogénique d'une partie de la séquence (cf. analyse micromorphologique), ce qui brouille sensiblement le signal granulométrique et rend difficile la lecture de processus « purs ». Ainsi, seule l'intensité maximale des événements est préservée dans l'enregistrement. Il est aussi possible que cela témoigne de l'occurrence de petits événements détritiques se produisant dans un environnement globalement à très faible énergie. Enfin, la présence de fragments de malacofaune peut aussi augmenter artificiellement le D99 et conduire à des décalages de certaines parties de l'image.

L'image CM est incomplète et se résume à la présence de seulement trois tronçons de l'image : le tronçon PQ où les sédiments sont des sables grossiers contenant des particules roulées ; le tronçon QR de la suspension graduée dont le tri a été dégradé par l'introduction dans le sédiment de particules limono-argileuses probablement par percolation et colmatage peu après le dépôt, ou bien lors des battements de la nappe ; la zone T des dépôts pélagiques dont le percentile le plus grossier a

été artificiellement augmenté par l'introduction de particules grossières éparses issues du détritisme (cf. analyse micromorphologique). La suspension uniforme n'est pas clairement présente, sauf peut-être à proximité du R de la suspension graduée.

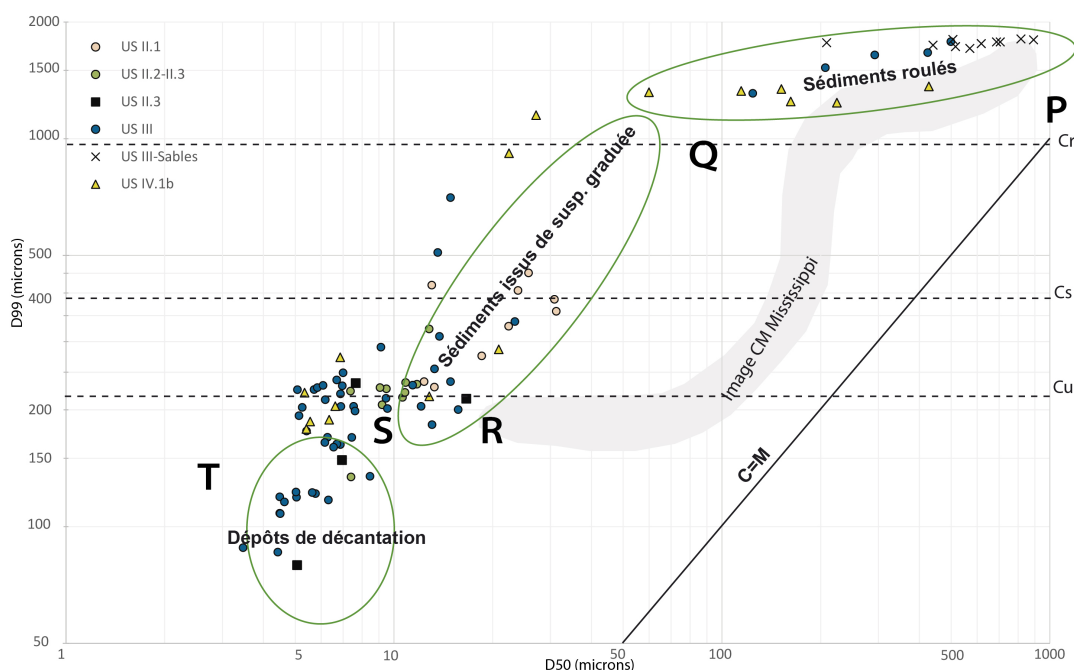


Figure 7-7. Image CM de la carotte NAR2 par type d'US. Cs : taille maximale de la suspension graduée. Cr : taille min. roulage. Cu : taille maximale de la suspension uniforme. C=M : droite de tri parfait.

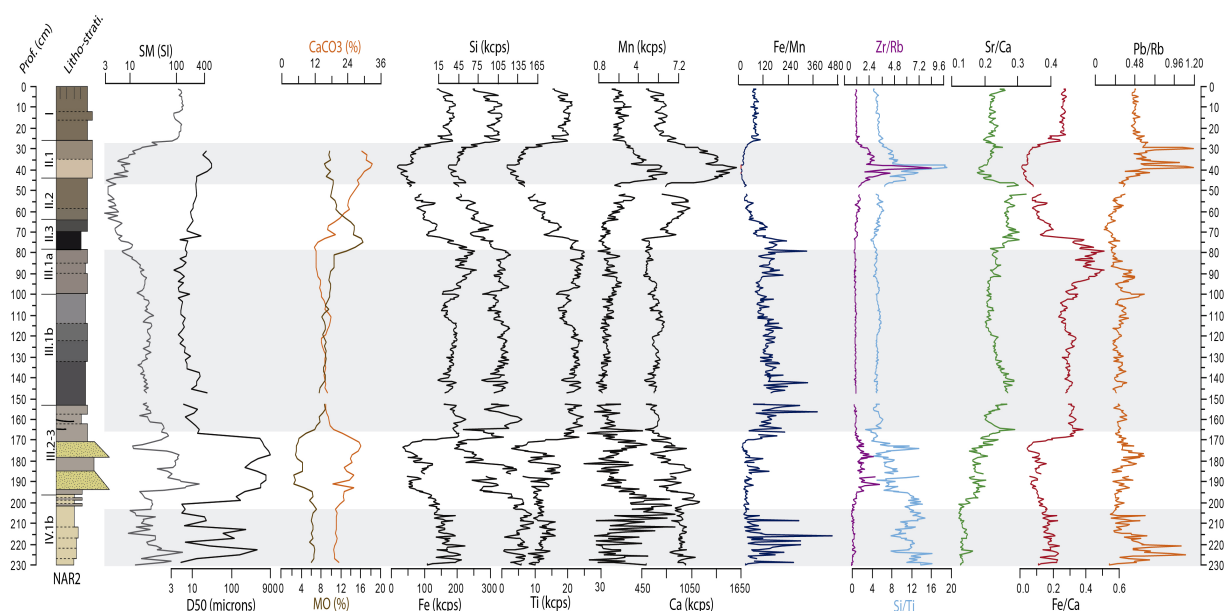
Conformément à ce qu'indique l'analyse micromorphologique, les passées sableuses de l'US III figurent sur l'image CM comme étant de dépôt issu d'un évènement à haute énergie (grains roulés). L'US IV.1b présente une signature CM caractérisée par des dépôts issus de courants de traction (roulage et suspension graduée pour l'essentiel des échantillons) pris dans une matrice limono-argileuse. L'absence de traces de pédogenèse post-dépositionnelle et la très faible granulométrie de l'unité indique qu'il s'agit d'un dépôt qui s'est produit en contexte lacustre à très faible énergie, avec des entrées détritiques occasionnelles en provenance du versant de Corent (voir chap. précédent). Il en est de même de l'US II.1, dont l'environnement de dépôt correspond *a priori* à un plan d'eau peu profond dont les apports sédimentaires relèvent d'une suspension graduée colmatée d'alluvions très fines. Les épisodes détritiques à l'origine de l'entrée des particules sableuses dans le système semblent avoir été de moindre intensité dans les US II.2-3 (suspension uniforme) et encore plus réduite dans le cas des faciès palustres de US II.3, qui sont tous positionnés dans la partie de l'image traduisant une décantation pélagique lente ( $3 < M < 20 \mu\text{m}$ ). Ces trois dernières unités ont donc été relativement peu perturbées par des apports détritiques du versant, mais on observe une certaine augmentation de l'intensité du détritisme entre II.3 et II.1 en même temps que le faciès passe de palustre à lacustre peu profond (cf. 3.2).

L'US III à une signature CM qui implique la plupart des processus de transport et de dépôt. Les échantillons du tronçon PQ de l'image correspondent probablement au sol développé sur le niveau sableux inférieur et décrit en lame mince. Les autres échantillons proviennent d'une section de NAR2 située entre 79 et 172 cm rendue très homogène par les processus pédogénétiques. Cela indique un fonctionnement de type plaine alluviale de très faible énergie. Celle-ci a été construite par des dépôts d'inondation lors de débordements. Ils présentent des granulométries variables mais

globalement fines, et ont été par la suite fortement homogénéisés par une pédogenèse continue. Cette situation n'est pas sans rappeler les résultats analytiques obtenus dans les Terres Noires de Limagne, dont le brassage important (bioturbation, culture, vertisolisation) a rendu très difficile l'interprétation des analyses sédimentologiques (Ballut, 2000).

### **XRF et indicateurs sédimentologiques**

Le signal XRF obtenu pour les trois carottes est globalement cohérent avec les principales variations stratigraphiques ainsi qu'avec les indicateurs sédimentologiques. À ce stade, les rapprochements de signaux chimiques se ressemblant entre carottes n'ont pas été faits, car leur caractère synchrone ne peut pas être garanti sans datation radiocarbone. Un modèle d'âge-profondeur n'a pas été construit pour NAR4, seules deux datations radiocarbone ayant été effectuées (voir Fig. 7-10). La Figure 7-8 présente les résultats des données sédimentologiques et géochimiques pour la carotte NAR 2. La SM et le D50 apparaissent bien corrélés, alors que les teneurs en MO et carbonates ont grossièrement une corrélation inverse.

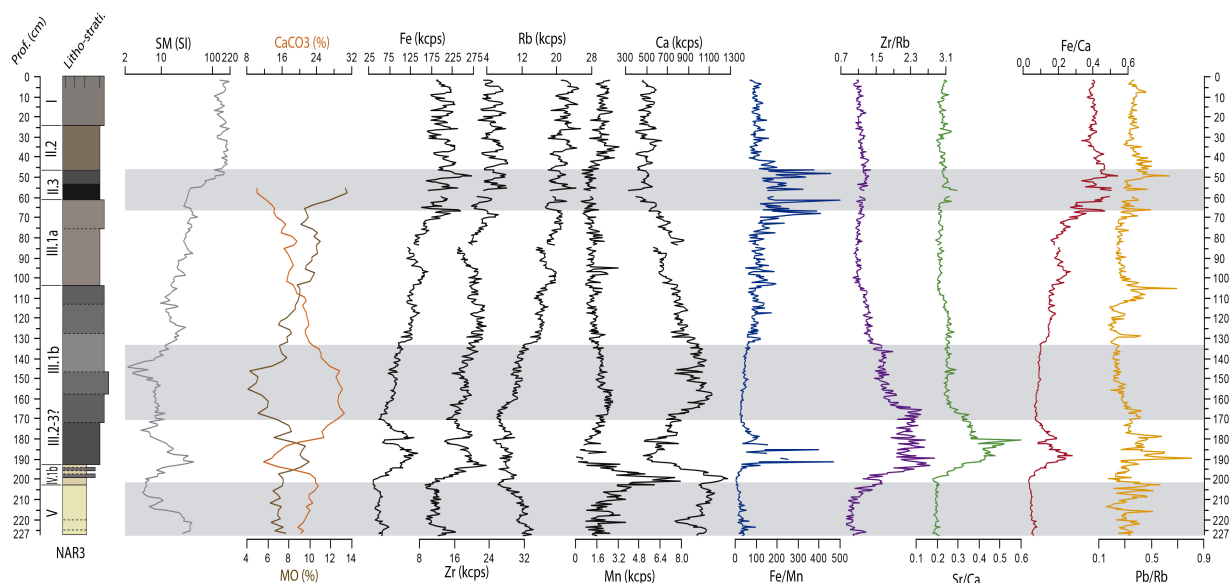


**Figure 7-8. Synthèse graphique des principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur pour la carotte NAR2.**

Fe, Si et Ti ont un signal similaire bien corrélé avec la SM sauf pour les passées sableuses du bas de la carotte, ce qui peut être lié à la médiocrité de la mesure dans cette classe granulométrique ou à la richesse de ces sables en carbonates. En revanche, Mn et Ca varient de manière opposée en particulier dans les unités supérieures de la carotte qui contiennent les facies palustres et lacustres. La courbe de Ca obtenue en XRF a une allure grossièrement similaire à celle obtenue par PAF, à l'exception des passées sableuses où la mesure XRF a été partiellement défailante.

Le bas de la carotte (US IV.1b) se caractérise par un signal globalement détritique (SM, D50), assez riche en carbonates qui ne sont pourtant pas authigéniques (Sr/Ca), et des oscillations importantes d'oxydoréduction. Les valeurs assez élevées de Pb/Rb semblent corrélées avec ce détritisme silicoclastique. L'US III 2-3, caractérisée par des passées sableuses, présente des valeurs élevées de la SM et du D50, une chute de la MO et une augmentation du taux de carbonates due à la composition

des sables. Les ratios géochimiques (Si/Ti, Zr/Rb, Pb/Rb) sont cohérents avec ce détritisme sableux. Le creux dans les valeurs de plusieurs indicateurs c. 175 cm (SM, Fe, Si, Ti) semble plus correspondre à des difficultés de mesure dans le sable grossier en absence de matrice fine qu'à un vrai changement de composition de la nature des sables. Dans le haut de l'unité, ce détritisme se réduit brusquement, les conditions deviennent plus humides (Fe/Mn, Sr/Ca) et les entrées de sédiments fins d'origine volcanique augmentent (Fe/Ca). Ces conditions se maintiennent globalement dans l'US III 1a et 1b, avec de faibles oscillations du détritisme, de l'oxydoréduction, des carbonates authigéniques, et des apports d'origine volcanique. Le ratio Pb/Rb montre un pic vers 90-100 cm qui ne semble pas corrélé au détritisme et qui pourrait être indicateur de pollution au plomb. Dans les US II.3 à II.1, la plupart des indicateurs du détritisme s'effondrent, sans grand changement de la granulométrie. L'augmentation d'abord de la MO puis des carbonates concorde avec une paludification suivie de la formation d'un lac carbonaté (taux de carbonates, Sr/Ca, Si/Ti), aux eaux probablement bien oxygénées comme en témoigne la chute de Fe/Mn, et avec une phase très nette de production algaire à diatomées (Si/Ti). Le pic de Zr/Rb coïncidant avec cette phase semble plus correspondre à une distorsion du signal dans le milieu aquatique qu'à une hausse de la granularité des apports. Des pics très nets de Pb/Rb, non corrélés aux marqueurs de détritisme, indiquent vraisemblablement des pollutions au plomb à la fin de cette phase lacustre. Enfin, dans l'US I tous les indicateurs présentent un signal très homogène du fait de l'assèchement historique du lac et de l'installation de cultures dans son lit.



**Figure 7-9. Synthèse graphique des principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur pour la carotte NAR3.**

La carotte NAR3 présente un signal chimique et sédimentologique globalement moins clair que celui de NAR2 et de lecture plus difficile (Fig. 7-9). La SM est bien corrélée aux signaux chimiques de Fe, Zr et Rb, alors qu'à nouveau Mn et Ca, bien corrélés entre eux, suivent une évolution opposée à celle de Fe, Zr et Rb. Les taux de MO et de carbonates varient de manière remarquablement opposée, et le taux de carbonates estimé par PAF présente une variation sensiblement similaire au Ca mesuré en XRF.



L'US V présente un signal faiblement détritique, des teneurs modérées en carbonates, et un signal Pb/Rb très bruité probablement lié à des apports d'origine silicoclastique. L'US IV.1b et la base de l'US III.1b enregistrent un fort détritisme (SM, Zr/Rb) qui inclut des apports de sédiments volcaniques (Fe/Ca) ainsi qu'une augmentation de la teneur en MO, accompagnée d'une forte baisse des taux de carbonates qui semblent pourtant être authigéniques (pic majeur de Sr/Ca). L'existence d'un front manganique suggère un assèchement important du milieu, suivi d'une phase d'oscillations de l'oxydoréduction (Fe/Mn). Le ratio Pb/Rb présente un pic très abrupt qui semble être cependant en phase avec les autres indicateurs de détritisme. Le reste de l'US III.1b montre globalement un détritisme plus réduit, des taux de carbonates élevés et des teneurs en MO basses avec une oxydoréduction stable. Le signal Pb/Rb présente un petit pic non corrélé avec des pulsations du détritisme et qui pourrait correspondre à une pollution au Pb c. 130 cm. L'US III.1a voit le détritisme d'origine volcanique ré-augmenter légèrement (SM, Fe/Ca), le taux de MO progresser et celui des carbonates régresser, alors que des oscillations du redox se produisent. Une hausse majeure de Pb/Rb apparaît à la base de l'unité (100-115 cm), et peut certainement être attribuée à une pollution au Pb importante. L'US II.3 se caractérise par un détritisme fin volcanique globalement en augmentation dans la continuité du sommet de l'US III.1a (SM, Fe/Ca), une baisse du taux de carbonates et une augmentation importante du taux de MO. Fe/Mn devient très oscillant et globalement plus élevé, indiquant des conditions d'humidité fluctuantes et en augmentation. Les US II.2 et I ont un signal très bruité et homogène pour tous les indicateurs, ce qui suggère une perturbation ou une homogénéisation anthropique du sédiment, peut-être liée à des remblais artificiels, ou bien aux travaux de drainage ou de labour modernes.

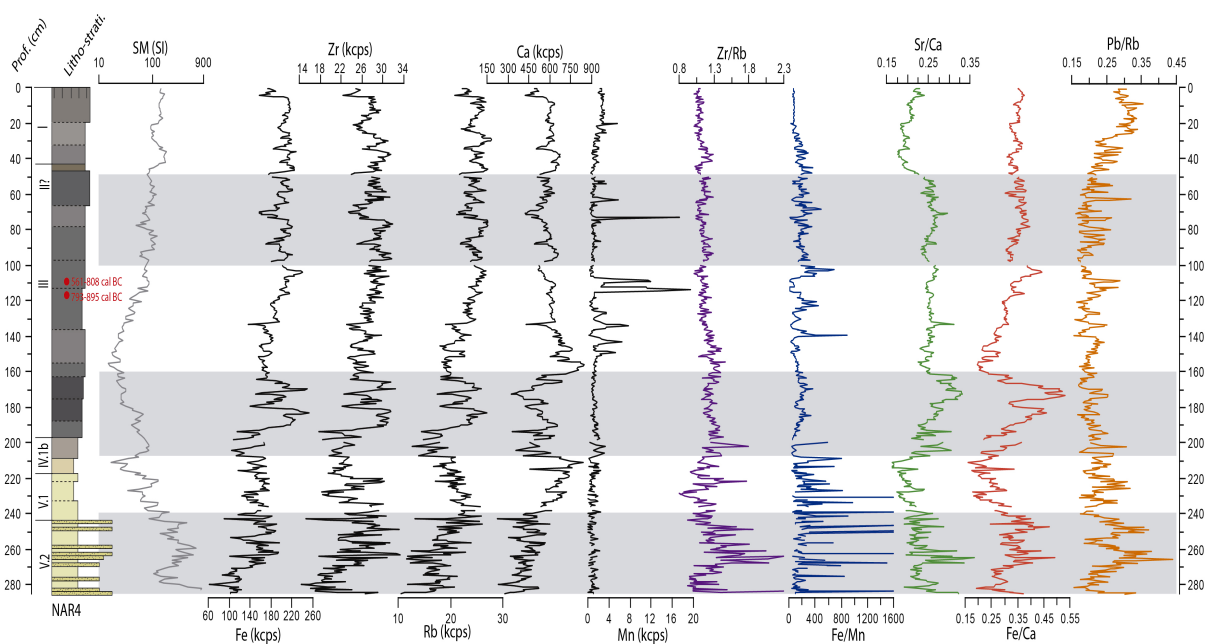


Figure 7-10. Synthèse graphique des principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur pour la carotte NAR4.

NAR4 a un signal géochimique dont les variations sont difficilement lisibles, à l'exception de quelques éléments (Fig. 7-10), la forte anthropisation de la zone attestée par les nombreux vestiges archéologiques n'étant certainement pas étrangère à cet état de fait. Fe, Zr et Rb sont bien corrélés entre eux, mais plus faiblement avec la SM. Mn a un signal exclusif marqué par de très forts pics. L'US V.2, présente seulement dans cette carotte, a un signal chimique bruité, une activité détrititive forte

avec une part importante d'origine volcanique (Fe/Ca), qui est en concordance avec l'abondance des passées limoneuses et sableuses de ce niveau. Le ratio Fe/Mn est globalement bas, mais présente de forts pics qui peuvent indiquer des variations très rapides d'oxydoréduction en relation avec les phases détritiques. Les variations de Pb/Rb sont ici certainement à relier au détritisme. Ces caractéristiques restent similaires mais s'atténuent graduellement en intensité dans l'US V.1, puis à la base de l'US IV.1b. Le sommet de cette unité et la partie inférieure de l'US III se caractérisent par une diminution globale du détritisme, mais avec un apport marqué de matériaux volcaniques fins (Fe/Ca), dans des conditions d'humidité relativement importantes et stables (Sr/Ca, Fe/Mn). La partie médiane de l'US III témoigne d'un détritisme en augmentation graduelle avec une part d'apports volcaniques en augmentation (SM, Fe/Ca). Les variations d'oxydoréduction sont plus contrastées (Fe/Mn) et traduisent des phases d'assèchement très brusque (Mn) corrélées très exactement à des pics mineurs de Pb/Rb qui ne semblent pas répondre à des pulsations détritiques, mais pourraient être dus à l'affinité naturelle de Pb pour les oxydes manganiques (Kabata-Pendias & Pendias, 2001). Le sommet de l'US III présente un signal géochimique très homogène, qui indique globalement que le détritisme ne varie pas par rapport à la fin de la phase précédente, que les conditions d'humidité sont globalement similaires, quelques pics de Mn suggérant toutefois des assèchements à nouveau bien corrélés à des pics mineurs de Pb/Rb. Enfin, l'US I présente un signal bruité où l'humidité a faiblement varié, les conditions ayant été probablement plus sèches (Fe/Mn, Sr/Ca) et le détritisme actif.

## **4-Discussion : interactions socio-environnementales de la fin du Néolithique au début du Moyen-âge**

Les données complètes obtenues sur les trois carottes ont été présentées dans la section résultats afin de fournir le cadre général et de faciliter leur analyse globale (ACP des données chimiques, diagramme CM, etc.). Cependant en raison des bornes chronologiques de cette thèse la discussion a été volontairement limitée à la période entre le Néolithique Final et la transition Antiquité-Moyen Age. Certaines analyses comme la micromorphologie ou les datations radiocarbone avaient déjà été conduites en suivant ce critère. L'US II.3 a été choisie comme marqueur chrono-stratigraphique supérieur pour limiter la discussion. La borne inférieure de la période faisant l'objet d'une discussion multi-proxy intégrée est représentée par le sommet de l'US IV.1b, commune à toutes les carottes ; elle représente la limite inférieure des modèles d'âge-profondeur obtenus, mais aussi les débuts de l'enregistrement palustre en lien avec la fermeture du bassin par le glissement de Corent, qui est l'objet d'étude principal de ce chapitre.

La discussion s'articule donc principalement autour des unités IV.1b à II.3 des carottes NAR2 et NAR3 qui concentrent les analyses et proposent un cadre chrono-stratigraphique robuste et comparable ; NAR4 apporte ponctuellement des compléments d'information. La spatialisation des interprétations de NAR2 peut être étendue à un vaste secteur de la partie basse de la cuvette, du fait d'anciennes observations stratigraphiques. En effet, le log 21 de l'opération d'archéologie préventive de 2002 concernant un gazoduc (Vallat, 2003) situé 250 m à l'ouest de NAR2 (voir Fig. 7-1) montre une stratigraphie identique en tout point (au niveau macroscopique) à celle de cette carotte.

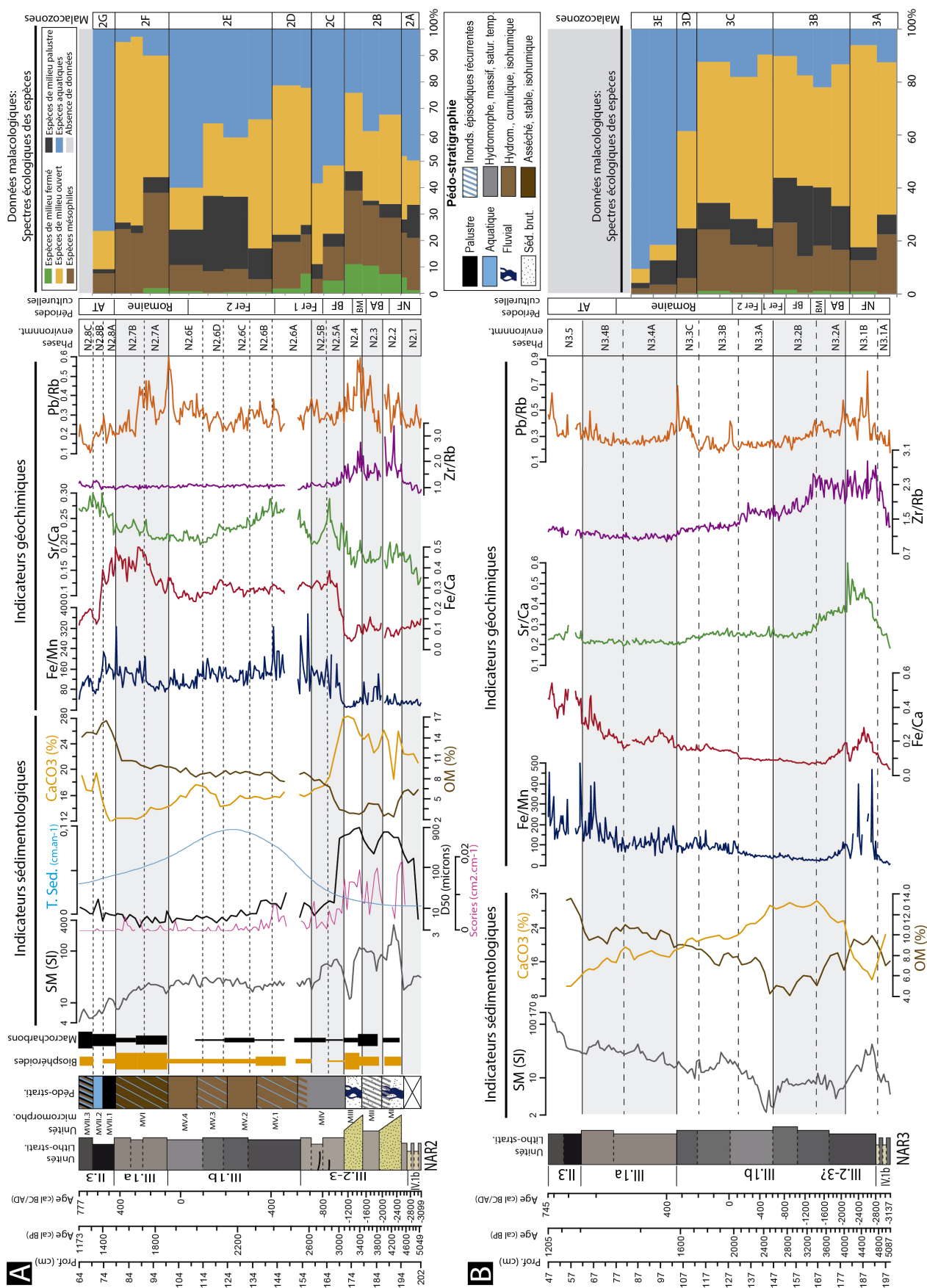


Figure 7-1.1. Diagramme de synthèse multi-proxys pour les carottes NAR2 (A) et NAR3 (B) en fonction de la profondeur (SM : susceptibilité magnétique, D50 : taille granulométrique médiane, T. Sed : taux de sédimentation, OM : taux de matière organique).

Pour éviter toute ambiguïté, nous avons préféré introduire dans cette partie discussion les résultats malacologiques (Fig. 7.11), qui ne sont pas le fruit de notre travail mais celui de Salomé Granai du LGP-CNRS (Granai, 2017). Nous avons ainsi conduit la discussion des phases environnementales qui ont été délimitées pour chaque carotte sur la base des proxys disponibles (Fig.7-11) et des modèles d'âge-profondeur en nous appuyant strictement sur les phases chrono-culturelles définies au Puy de Corent (Milcent et al., 2014 ; Poux et al., 2016), qui reposent sur les chronologies culturelles définies régionalement en France ( Milcent, 2004; Salanova et al., 2011; Vital, 2014).

## 4.1 Le Néolithique Final

Le Néolithique Final s'étend de 3000 à 2200 BC (Campaniforme compris) selon la chronologie de Corent, qui est basée sur le phasage chrono-culturel du nord de la France (Salanova et al., 2011). Il est représenté par les sédiments situés à la base des carottes NAR2 (phases N2.1) et NAR3 (phases N3.1A et B) où l'enregistrement est un peu plus dilaté, et probablement aussi à la base de NAR4. Dans NAR2 et 3, la période correspond sans aucun doute possible au début de l'installation des conditions hydromorphes (US IV.1b et US III) après le barrage de la vallée et sa transformation en cuvette (voir chapitre précédent).

Dans NAR2, en dépit de valeurs basses de SM (mais cohérentes avec le reste de l'US IV.1b, voir Fig. 7-8), les autres indicateurs de détritisme restent élevés (D50, Si/Ti cf. Fig. 7-8), ce qui suggère un détritisme dont les sources sont plutôt carbonatées. Les valeurs de Si/Ti, les fortes teneurs en carbonates lithogéniques et des valeurs basses du ratio Sr/Ca suggèrent des apports de matériel marno-calcaire provenant du versant de Corent, en conformité avec les caractéristiques sédimentologiques de IV.1b et avec les valeurs basses de Fe/Ca. Les conditions d'humidité oscillent faiblement (Fe/Mn, Sr/Ca) suite à un assèchement important marqué par un pic de Mn (voir Fig. 7-8) qui correspond sans doute à la transition du système lacustre au système palustre (voir chapitre précédent). Le développement pédologique est à peine amorcé comme en témoigne le faible taux de MO. Le spectre écologique de la malacofaune de NAR2 (malacozone 2A) révèle 50% d'espèces aquatiques, ce qui évoque la présence locale d'une zone d'eau calme encombrée par de la végétation, alors que le milieu terrestre est diversifié, mais non forestier (Granai, 2017)

En périphérie de la dépression (NAR3), l'US IV.1b présente un gros pic de Mn (Fig. 7.9) qui témoigne d'un assèchement important tout comme dans NAR2. A la fin de la période, les conditions d'humidité du sol changent et présentent des séries d'oscillations suggérant un battement de la nappe, alors que se déposent des carbonates pédogéniques (Fe/Mn, Sr/Ca) et que les teneurs en MO augmentent. La forte baisse du taux de carbonates du sédiment contraste avec la hausse du ratio Sr/Ca, indiquant que les apports sédimentaires carbonatés sont réduits. Ces conditions s'accompagnent d'un détritisme relativement grossier (SM, Zr/Fe) avec la présence de composants volcaniques (Fe/Ca). Ceci plaide en faveur d'un apport sédimentaire volcanique distant, avec une source située en amont du bassin de la Narse sur les versants des puys. Les fluctuations de l'humidité et le détritisme volcanique à la base de l'US III trouvent un net écho dans le bas de NAR4, où en dépit du manque de dates on peut observer un comportement similaire des indicateurs sélectionnés (Fig. 7-10). Les données malacologiques de NAR3 (malacozone 3A) montrent que prédominent alors les milieux ouverts de prairie humide (Granai, 2017).

Ces données illustrent que la cuvette, après vidange et assèchement du lac carbonaté (voir chap. précédent), est devenue à la fin du Néolithique (après 3000 cal BC) une plaine hydromorphe. Sa partie aval reste nettement plus humide et sujette aux apports carbonatés du versant de Corent, alors que sa partie amont montre des sols plus régulièrement asséchés avec des apports volcaniques provenant de l'érosion des sols du bassin versant. Ceci peut s'interpréter comme une dernière phase de la réorganisation du drainage après la vidange du lac carbonaté. Du point de vue malacologique, l'ouverture assez généralisée du milieu suggérée par les assemblages pourrait correspondre à des transformations locales du milieu par les sociétés néolithiques (Granai, 2017).

Bien qu'à la Narse de la Sauvetat l'interprétation des résultats se résume aux conditions de l'enregistrement sédimentaire, ces résultats ne sont pas incohérents avec ce que l'on connaît (encore mal) des dynamiques socio-environnementales du Néolithique Final en Limagne. Certains auteurs ont proposé qu'une mise en valeur limitée, mais plus importante qu'aux périodes précédentes se soit produite à cette période, en s'appuyant sur un désengorgement des zones humides de la plaine à cause d'une incision généralisée du réseau de drainage (Daugas & Raynal, 1989 ; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003) lors d'une période où le climat était plutôt favorable entre 3200 et 2400 BC (Magny, 2004; Magny et al., 2009). Des études plus récentes dans les marais de Limagne complètent cette vision en suggérant une phase relativement humide au Néolithique Récent ou Final, peut-être en relation avec la péjoration climatique du début du Subboréal. Cette phase aurait impliqué une certaine dégradation par rapport au Néolithique Moyen, les indices d'impact anthropique sur le milieu se réduisant, mais reste malheureusement très imprécise chronologiquement (Ballut & Argant, 2004 ; Trément et al., 2005 ; Trément, Argant, et al., 2007 ; Fourmont, 2006 ; Trément, 2011).

## 4.2 L'Age du Bronze Ancien et Moyen

La dynamique hydrosédimentaire des Ages du Bronze Ancien et Moyen (2200-1300 BC) est enregistrée dans les carottes NAR2 (phases N2.2 à N2.4, Fig. 11) et NAR3 (principalement N3.2A). L'Age du Bronze dans NAR2 commence par un épisode alluvial violent, dont les dépôts sableux apparaissent sur une large zone (50 m au moins) du fond de la cuvette (Fig.7-2), daté c. 4464 ± 97 cal BP (Fig. 7-11, phase N2.2). La pétrologie des sables confirme qu'ils proviennent de tout le bassin, y compris du Puy de Corent à l'est. L'abondance en scories dans la moitié inférieure du dépôt (Fig.7-10) accompagnée d'un gravier de basalte très peu roulé suggère que ce dépôt a pu enregistrer deux flux hydrosédimentaires distincts : (1) le premier en provenance des versants de Corent tous proches, moins bien roulé et trié, riche en scories et basaltes et pauvre en carbonates et qui serait arrivé en premier au fond de la dépression ; (2) un second qui l'aurait immédiatement recouvert, constitué de sables un peu plus fins et mieux triés, riches en analcime et néphéline mais aussi en carbonates et en éléments siliceux incorporés en traversant la dépression (pics de CaCO<sub>3</sub>, de Zr/Rb, Fig. 7-11). Ce deuxième dépôt proviendrait des versants volcaniques du bassin versant amont (Puys de Saint-Romain et Peyronère). L'analyse micromorphologique a confirmé que cet événement a érodé les sols des versants des puys volcaniques ainsi que ceux de la basse plaine marno-calcaire, mais aussi les concrétions tuffacées des lits des cours d'eau qui ont dû se former pendant une phase de stabilité hydroclimatique immédiatement antérieure (Néolithique Final ?).

Cet évènement hydrosédimentaire apparaît exceptionnellement intense, puissant et ayant impacté de façon généralisée l'ensemble du bassin. Sa position stratigraphique permet de l'associer à la péjoration climatique de 4.2 ka cal. BP (ou 4.2 event) dont les conséquences se sont fait sentir fortement au niveau régional (Magny, 2004 ; Mayewski et al., 2004 ; Walker et al., 2012 ; Brisset et al., 2013 ; Wang et al., 2013 ; Carozza et al., 2015). Cette péjoration climatique courte mais intense pourrait avoir produit, peut-être en partie du fait de la fragilisation probable des couvertures pédologiques par les sociétés du Néolithique Final, un tel évènement hydrosédimentaire dont les dépôts s'étendent dans tout l'axe de la dépression. Le léger décalage temporel de l'évènement pourrait peut-être résulter d'un certain vieillissement de la date obtenue dans le bassin de la Narse du fait de sa datation sur des microcharbons probablement flottés et transférés depuis les sols du bassin. Cependant, une certaine précocité de l'évènement n'est pas à exclure puisqu'elle a été identifiée dans le Rhône Moyen et supérieur et les lacs périalpins dès le 44<sup>e</sup> siècle BP (Berger et al., sous presse). En Limagne, il s'agirait de la première mention de l'évènement climatique du 4.2 ka BP *sensu stricto*, probablement du fait de la rareté dans cette zone des séquences sédimentaires bien datées pour l'Holocène Moyen et Récent. En revanche sur le Plateau des Dômes les conséquences de cette péjoration climatique globale c. 4.2 ka BP sont sans doute mieux connues : ainsi, au Lac d'Aydat (13 km à l'ouest, 800 m d'altitude), des publications récentes ont rapporté un recul dans l'impact anthropique de 4300 à 3900 cal BP entre deux phases d'impact plus important (Miras et al., 2015).

Cet évènement alluvial intense a été suivi d'une phase de relatif calme hydro-sédimentaire (N2.3) ou les apports de fines volcaniques ont prédominé par rapport aux flux de sables (Fe/Ca). Elle s'est accompagnée d'une faible pédogénèse qui s'est étendue de 1900 à 1600/1500 cal BC (3.9 à 3.5 ka cal BP approx.) et s'est développée sur les sables sous-jacents en situation de légère oscillation des conditions d'humidité (Fe/Mn). La richesse en macrocharbons de ce niveau est certainement due à son substrat alluvial (charbons flottés, Fig. 7-5, 7-11). Cette phase est à corrélérer avec une certaine stabilité climatique lors de la deuxième moitié du Bronze Ancien et au début du Bronze Moyen mise en évidence dans les lacs et glaciers alpins (Magny, 2004 ; Joerin, Stocker, & Schlüchter, 2006 ; Magny et al., 2009), ainsi que dans la vallée du Rhône où elle est concordante avec des phases de fermeture du milieu et de pédogénèse (Berger et al., 2007)

Cette période de relative accalmie du milieu du Bronze Ancien au début du Bronze Moyen s'interrompt vers 1500 cal BC comme en témoigne un second évènement alluvial intense (phase N2.4, Fig. 7-11). De manière similaire à la phase N2.2, la pétrologie des sables montre que les matériaux proviennent de tout le bassin versant, et le dépôt s'étend sur une vaste zone de la partie axiale de la cuvette. À nouveau, l'inclusion d'agrégats pédogéniques et la présence de concrétions carbonatées variées témoignent d'une érosion des sols des versants, de la basse plaine calcaire et des lits alluviaux. Les données chimiques indiquent que la source est principalement localisée dans les puys situés à l'ouest, les flux s'étant chargés en matériaux carbonatés et silicoclastiques en traversant la dépression. L'intensité et l'âge de cet évènement suggèrent un lien avec la péjoration climatique du Bronze Moyen ou *Löbben*, qui implique un fort refroidissement et une pluviosité accrue entre 1500 et 1150 BC (Vogel et al., 1990; Burga, Perret, & Zoller, 2001; Pearce et al., 2004; Friedrich et al., 2006; Siklosy et al., 2007). Elle est ressentie au niveau régional dans les lacs alpins (Magny, 2004 ; Magny et al., 2007 ; Gauthier et al., 2008 ; Magny et al., 2009) ainsi que dans les milieux fluviaux et colluviaux rhodaniens et du Massif Central (Allée, 2003; Berger et al., 2007). Cette péjoration, de même que l'évènement 4.2 ka cal BP, n'avait pas encore été observé *sensu stricto* en Limagne. Cependant, la séquence bien datée du Lac d'Aydat a enregistré entre 3500 et 3200 cal BP

une baisse de l'activité anthropique et une fermeture de la forêt qui pourraient être en relation avec la péjoration climatique du Bronze Moyen (Miras et al., 2015). Les données malacologiques (malacozone 2B) indiquent pour l'ensemble des phases N2.2 à N.2.4 un milieu localement diversifié mais non forestier, avec la présence d'une nappe d'eau calme qui a pu favoriser le développement de la végétation (Granai, 2017).

Les données fournies par NAR3 montrent que les secteurs périphériques de la cuvette sont nettement moins impactés par les événements hydrosédimentaires que le centre de la dépression. Durant la fin de la phase N3.1B et la phase N3.2A la formation de carbonates pédogéniques arrive à un paroxysme puis chute brutalement (Sr/Ca), tout comme les oscillations redox (Fe/Mn) : ceci indique le passage rapide à des conditions où l'humidité est plus forte et permanente et où l'activité biologique se réduit aussi (baisse du taux de MO). L'hydrodynamique reste forte (Zr/Rb) mais la connectivité avec les versants est réduite (Fe/Ca), le détritisme semblant plutôt provenir de la basse-plaine calcaire (taux de CaCO<sub>3</sub>). Les données malacologiques de NAR3 (partie inférieure de la malacozone 3B) montrent un milieu où les espaces ouverts restent dominants, mais cèdent un peu de place aux environnements palustres (Granai, 2017).

Globalement, aux Ages du Bronze Ancien et Moyen, l'humidité et l'activité hydro-sédimentaire de la cuvette semblent en nette augmentation par rapport à la période précédente, ce qui est cohérent avec les études précédentes conduites en Limagne (Ballut & Argant, 2004 ; Ballut & Guichard, 2005 ; Fourmont, 2006 ; Trément et al., 2006 ; Trément, Argant, et al., 2007 ; Trément, 2011). Dans le bassin de La Narse de la Sauvetat, même si les marges de la cuvette sont plus sèches et que la sédimentation y est moindre, la zone centrale enregistre une activité hydrosédimentaire intense et fortement contrastée qui permet de segmenter la période : deux phases de forte activité hydrosédimentaire coïncident avec les péjorations climatiques de 4.2 et 3.5 BP et encadrent une courte période d'accalmie relative du milieu du Bronze Ancien au début du Bronze Moyen entre 1900 et 1500 cal BC (3.9-3.5 ka BP). Dans la vallée du Rhône, ces forçages hydro-climatiques ont été associés à des déprises reconnues de l'occupation et à un abandon des zones basses inondables (Berger et al., 2007). En Limagne, il est intéressant de noter que les rares habitats du Bronze Ancien connus sont regroupés entre 1900 et 1800 cal BC et se situent en bordure de plaine (Vital, 2004 ; Trément et al., 2006 ; Trément, 2011), le Bronze Moyen étant très mal documenté. Dans le secteur de la Narse, deux occupations seulement sont connues et datent également de la période fin du Bronze Ancien-début du Bronze Moyen (Couderc, communication personnelle). Il semble donc qu'il y ait coïncidence entre les occupations humaines et la phase d'accalmie hydro-sédimentaire séparant les péjorations climatiques de 4.2 et 3.5 BP, ce qui suggère une certaine subordination des occupations humaines au climat et à ses manifestations hydrogéomorphologiques dans les zones basses de ce secteur de Limagne du sud. Si le détritisme modéré et la dominance d'espaces ouverts dans les zones périphériques du bassin semblent indicateurs d'un certain impact anthropique pendant l'ensemble de la période, il serait risqué de pousser plus loin les interprétations compte tenu du faible nombre de données paléoenvironnementales et archéologiques disponibles dans le secteur. De ce fait, un éventuel rôle de l'homme dans l'amplification des effets de ces péjorations climatiques sur les sols et la dynamique des hydrosystèmes du bassin versant de La Narse de la Sauvetat ne peut pas être discerné dans l'état actuel de la recherche.

### 4.3 Le Bronze Final et le premier Age du Fer

Le Bronze Final (1300-800 BC) et le premier Age du Fer (800-425 BC) sont identifiés dans les carottes NAR2 (phases N2.5A à N2.6A) et NAR3 (phases N3.2B et début de N3.3A). De plus, deux datations dans NAR4 placent la transition Bronze Final-Premier Fer entre 100 et 120 cm de profondeur, approximativement (voir Fig. 10).

#### ***Le Bronze Final et le Premier Fer 1 (1300-650 cal BC)***

Le Bronze Final et le Premier Fer 1 (phases N2.5A et B) présentent une réduction significative du détritisme dans les lames minces, avec une structure pédologique massive et peu développée. L'activité biologique et la pédoturbation semblent se limiter à la surface du profil. La géochimie indique également des sols soumis à des conditions plus humides que lors des phases précédentes (et à titre comparatif plus que les conditions actuelles, voir Fig. 7-8) et qui restent soumises à de rapides variations (Fe/Mn, pic de Sr/Ca). D'après les indicateurs sédimentologiques et géochimiques l'accrétion sédimentaire s'accélère légèrement, avec une forte présence de la fraction fine volcanique (Fe/Ca) accompagnée d'une réduction marquée de la granulométrie des dépôts (D50, Zr/Rb). Ces observations, la chute du taux des carbonates et la hausse de la MO peuvent expliquer les valeurs relativement hautes de la SM (fraction volcanique plus importante et pédogénèse). Il est d'ailleurs remarquable que les ratios Fe/Ca et Zr/Rb atteignent des valeurs comparables (voire légèrement supérieures) aux valeurs actuelles. Ces résultats indiquent que la connectivité entre les versants volcaniques et la cuvette est encore peu intense au Bronze Final à en juger par le faible taux d'accumulation, mais l'équilibre entre les apports des versants et de la basse-plaine est déjà similaire à l'actuel.

En dépit d'un nombre de coquilles réduit, les données malacologiques (malacozone 2C) montrent qu'une expansion des milieux aquatiques se serait produite, ce qui est cohérent avec les résultats micromorphologiques. À la différence de la malacozone 2B, les espèces présentes suggèrent une nappe d'eau qui évolue du calme au stagnant. Dans les espaces terrestres, les espèces de milieu fermé et mésophiles régressent par rapport à celles des milieux ouverts (Granai, 2017). Ces données, qui témoignent d'un paysage à la fois plus ouvert et plus inondé par une eau stagnante que lors des phases précédentes, sont globalement cohérentes avec les résultats micromorphologiques et géochimiques : le milieu était vraisemblablement un pré engorgé assez réducteur.

NAR3 présente des dynamiques plus atténuées mais aux tendances similaires pour le Bronze Final et le début du Premier Fer 1 (phase N3.2B). Les données sédimentologiques et géochimiques montrent un détritisme faible par rapport à la phase précédente (SM, Zr/Rb) avec une source plutôt carbonatée. Les valeurs de Fe/Mn indiquent des conditions d'humidité très stables, et le faible taux de MO semble indiquer une faible activité biologique dans le sol, ce qui suggère des sols saturés à l'activité pédologique réduite, comme pour NAR2. Les données malacologiques (malacozone 3B) montrent une continuité avec la période précédente, c'est-à-dire que le milieu était ouvert humide à tendance palustre avec une nappe calme à stagnante, en tout cas plus sec qu'au centre de la cuvette (Granai, 2017). L'analyse conjointe des deux carottes révèle ainsi une humidification accrue des parties basses de la dépression, alors que les parties externes se maintiennent dans un état similaire à celui de la période précédente.



Au Bronze Final et au début du premier âge du Fer, la tendance globale est clairement à une baisse d'énergie hydrosédimentaire par rapport au Bronze Ancien et Moyen. Cette baisse d'hydrodynamisme s'accompagne d'une stagnation de l'humidité dans les parties basses qui deviennent plus engorgées. En dépit de cette perte d'énergie des flux, la connectivité sédimentaire versants-plaine accrue et l'augmentation du taux d'accumulation suggèrent un impact anthropique croissant qui affecte les sols des versants, qui est à l'origine des afflux plus abondants de fraction fine. Localement, le degré d'ouverture des milieux terrestres, peut-être par le feu au vu de la concentration en micro-et macrocharbons (fig. 7-5 phase MIV), indique une activité anthropique dans la cuvette, probablement liée au pastoralisme compte tenu du degré d'humidité et de la faible perturbation des sols.

Ce cadre est cohérent avec les changements sociaux et environnementaux qui se produisent à cette période en Basse Auvergne, mais aussi dans la vallée du Rhône et dans d'autres régions. Le Bronze Final semble bénéficier d'une amélioration climatique bien que le climat reste un peu instable (Mayewski et al., 2004 ; Magny et al., 2007, 2009 ; Fletcher, Debret, & Goñi, 2013) . L'expansion démographique et la recolonisation des zones basses humides souvent par des activités agropastorales ont fréquemment été citées comme caractérisant la période (Trément et al., 2006 ; Berger et al., 2007 ; Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Trément, Mennessier-jouannet, et al., 2007 ; Trément, 2011). En revanche, le premier Age du Fer se caractérise en Europe centrale et occidentale par une péjoration climatique depuis 800 BC (Van Geel & Magny, 2002 ; Berger et al., 2007 ; Magny et al., 2009) dont les conditions plus humides semblent également se ressentir à la Narse de la Sauvetat.

### ***Le Premier Fer 2 et 3 (650-425 cal BC)***

Le Premier Fer 2/3 (Phase N2.6A dans NAR2) débute par un changement majeur dans le courant du VII<sup>e</sup> siècle cal BC, enregistré juste au sommet de l'US III.2-3. Les traits issus de l'analyse micromorphologique (porosité, microstructure, activité biologique, charbons etc.) montrent un développement pédologique plus fort et surtout le basculement vers des conditions pédologiques artificiellement perturbées qui semblent être celles d'un sol cultivé, et qui se maintiendront dans les phases suivantes. Ceci cause un changement majeur dans le fonctionnement du système pédologique (transition phases micromorphologiques MIV à MV.1), qui devient un sol hydromorphe cumule et isohumique. Le régime d'humidité indique désormais des inondations épisodiques relativement courtes (quelques jours à quelques semaines) et une légère vertisolisation en relation avec des successions d'assèchements-mises en eau.

Les données sédimentologiques et géochimiques sont délicates à interpréter pendant cette période du fait d'un hiatus dans leur acquisition, mais elles montrent une accélération sensible du taux d'accumulation (Fig. 7-11), qui témoigne d'apports sédimentaires accrus dans la dépression. Cette accumulation se fait probablement sous forme de dépôts d'inondation plus ou moins réguliers et d'intensité variable, en dépit d'une forte pédoturbation postérieure qui les a fortement brassés et homogénéisés. En revanche, cette sédimentation plus abondante s'associe aussi à une faible granulométrie (D50 et Zr/Rb bas), et la part des apports volcaniques ne varie pas substantiellement par rapport à la phase précédente (scories, Fe/Ca). Ceci indique des impacts sur les sols du bassin versant d'intensité modérée à l'image de ce qu'ils étaient au Bronze Final, mais le taux d'accumulation plus rapide suggère leur extension plus importante et une connectivité accrue. Le

taux de matière organique augmente ce qui témoigne d'une activité pédologique plus intense (peut-être stimulée par des apports alluvio-colluviaux de litières de sols), et le taux de carbonates tend à se stabiliser tout comme les indicateurs d'apports d'origine volcanique, suggérant le maintien d'un équilibre entre l'érosion des versants et celle des basses terres. La grande variabilité de Fe/Mn et de Sr/Ca suggère en revanche des conditions d'humidité du sol très variables, cohérentes avec les inondations épisodiques indiquées par la micromorphologie. La malacologie (malacozone 2D) montre de manière claire une réduction importante de la présence des milieux aquatiques. La nappe d'eau devient pour la première fois intermittente, alors que le milieu terrestre ouvert et dominé par les prairies humides s'étend fortement. Dans le détail on observe une forte expansion d'espèces telles que *Vallonia pulchella*, typique de milieux fortement anthropisés, et une biodiversité plus modérée que dans les phases précédentes (Granai, 2017). Ces données sont conformes aux résultats des indicateurs micromorphologiques, sédimentologiques et géochimiques et peuvent appuyer l'hypothèse d'une exploitation agricole de la partie basse la cuvette (Whittle et al., 1993; Macphail & Goldberg, 2018).

Dans NAR3, les dépôts associés au premier Age du Fer 2/3 (phase N3.2B à N3.3A) présentent une dilatation bien moindre que dans NAR2, ce qui témoigne d'une accumulation sédimentaire plus lente en périphérie de la cuvette. La plupart des indicateurs chimiques montrent une continuité avec la phase précédente : stabilité des conditions d'humidité (Fe/Mn, Sr/Ca), détritisme modéré à faible (Zr/Rb, SM), apports d'origine volcanique réduits (Fe/Ca). Cependant, l'augmentation claire du taux de MO témoigne d'une activité pédologique accrue. De manière analogue à la carotte NAR2, l'analyse malacologique (transition malacozones 3B-3C) montre une diminution d'extension nette des milieux humides qui étaient représentés dans la phase précédente par des espèces palustres. Ce retrait se produit au bénéfice des milieux ouverts encore un peu humides, avec localement la présence exceptionnelle de pelouses sèches (Granai, 2017)

Dans la carotte NAR4, les dates n° 13 et 14 (centrées c. 840 cal BC et 680 cal BC respectivement) permettent d'identifier dès la fin du Bronze Final 3B et au premier âge du Fer, une succession d'assèchements du sol marqués qui vont *crescendo* (Mn/Ti, Fe/Mn, Fig. 7-10). Ils sont accompagnés d'une augmentation du détritisme fin d'origine volcanique (augmentation de la SM, de Fe/Ca). Ces indicateurs et la présence d'un enclos fossoyé, fréquemment rencontré à cette période à proximité des zones humides (Couderc, communication personnelle), renforcent l'idée d'une réappropriation par les activités humaines de cet espace humide à la charnière entre le Bronze Final et le Premier Age du Fer.

Le premier Age du Fer enregistre donc une rupture pédologique et hydrologique nette dans le bassin de la Narse qui s'opère durant le VII<sup>e</sup> siècle cal BC. La période est contemporaine d'une péjoration climatique qui débute à l'échelle de l'Europe occidentale vers 800 cal BC et va durer plusieurs siècles (Van Geel & Magny, 2002 ; Magny et al., 2007, 2009 ; Arnaud et al., 2012). Elle se traduit par exemple dans la haute et la moyenne vallée du Rhône par une crise hydrosédimentaire généralisée (Berger et al., 2007, Berger et al. 2008). Dans la Narse, même si les conditions climatiques régionales sont *a priori* plus défavorables, les sols de la partie basse de la cuvette présentent tous les indices d'un impact anthropique fort, peut-être agricole, et d'une ouverture et d'un assèchement généralisés du milieu (qui était jusqu'à présent très humide) à partir du VII<sup>e</sup> siècle BC. Cet usage des parties les plus basses et humides de la Narse vers 650 cal BC est donc à l'opposé de ce qu'on aurait pu attendre d'une dégradation climatique, qui finalement ne se reflète dans le bassin à partir du VII<sup>e</sup> siècle que

par une activité hydrodynamique limitée. En outre, l'accélération de l'accumulation sédimentaire est l'indice d'une extension de l'impact agricole sur les sols des versants qui se combine peut-être à une pluviométrie accrue pendant la période pour favoriser leur érosion. Cette accélération sédimentaire est notée aussi dans le bassin de Sarliève où le taux de sédimentation franchit un seuil au début de l'Age du Fer (Fourmont, 2006). Les études paléoenvironnementales indiquent également qu'il s'agit d'une période où la pression anthropique sur le milieu végétal franchit également un cap, avec l'essor de l'agriculture en plaine (Prat, 2006). De même, les enregistrements archéologiques indiquent clairement une décentralisation de l'habitat et une colonisation (probablement agricole) des zones basses de Limagne dans le cadre de nouvelles organisations sociétales et d'une augmentation de la population (P. Y. Milcent, 2004 ; Trément et al., 2006 ; P.-Y. Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Trément, 2011). Ce phénomène trouve des parallèles dans d'autres régions françaises, où la colonisation des zones humides durant le VII<sup>ème</sup> s. BC se fait en dépit de la détérioration climatique qui ne semble pas marquer une rupture sociétale au Premier Age du Fer (Riquier et al., 2015).

Les données obtenues à la Narse de la Sauvetat confirment que le début de l'Age du Fer a constitué une rupture dans la dialectique socio-environnementale en Basse-Auvergne, encore sous-estimée jusqu'à il y a quelques années. Cette expansion humaine dans la plaine humide de la Narse suggère une émancipation accrue des sociétés Hallstattiennes des contraintes du milieu et un système agraire plus résilient aux aléas climatiques. Si l'accélération des arrivées détritiques a pu contribuer à exhausser et à rendre moins humide le fond du bassin, cet effet a certainement été assez limité de par la grande taille et la profondeur de la cuvette, capables de maintenir des conditions humides même aujourd'hui. Ceci sous-entend plutôt une capacité nouvelle des sociétés à exploiter les terroirs humides, probablement supportée par des innovations techniques ou de l'organisation agraire (Riquier et al., 2015). Si les premiers travaux de drainage à Sarliève sont datés du V<sup>ème</sup> s. BC (Trément et al., 2006 ; Trément, 2011), des recherches en Isère ont mis en évidence des drainages dès le Premier Age du Fer, voire même à l'extrême fin de l'Age du Bronze (Bernigaud et al., 2014). A titre d'hypothèse, ces références permettent de proposer un drainage primitif de la Narse de la Sauvetat qui serait intervenu dès le VII<sup>ème</sup> s. BC et qui aurait permis sa mise en culture même en période climatique humide.

#### 4.4 Le Deuxième Age du Fer

Le deuxième Âge du Fer (425-30 BC) est très bien représenté dans NAR2 (phases N2.6B à N2.6E), et de manière moins dilatée dans NAR3 (phase N3.3A et début de N3.3B). Dans NAR2, les indicateurs micromorphologiques de mise en culture des sols se maintiennent à l'identique pendant toute la période, avec une utilisation répétée du feu et très probablement un maintien du drainage. Le taux de sédimentation continue d'augmenter et atteint les valeurs les plus élevées de la séquence vers le III<sup>ème</sup> siècle cal BC (supérieures même aux taux de la période moderne, voir Fig. 7-2) ; il diminue ensuite légèrement vers la fin de la période. Le détritisme est d'énergie réduite, tandis qu'une perte de masse graduelle affecte la fraction grossière volcanique jusqu'à sa quasi-disparition à la fin de la période (phase micromorphologique MV.4). Les données sédimentologiques et géochimiques montrent également un détritisme de faible énergie après le Premier Age du Fer, et qui reste stable

tout au long de la période (SM, D50, Zr/Rb), ainsi qu'une diminution progressive de la fraction volcanique (Fe/Ca, scories). Ces résultats indiquent que si les flux sédimentaires dans la Narse de la Sauvetat ne sont pas de haute énergie, les arrivées fines de sédiment deviennent de plus en plus abondantes, probablement au gré d'inondations brèves mais fréquentes de la cuvette.

En dépit d'une forte stabilité des conditions d'oxydoréduction pendant la période, une certaine variabilité des conditions hydrologiques dans la cuvette est perceptible à la fois dans les données micromorphologiques et géochimiques (Fig. 7-5 et 7-11). Ainsi, le IV<sup>ème</sup> s. et particulièrement le II<sup>ème</sup> s. BC semblent légèrement plus instables, avec des inondations plus fréquentes et prolongées. En revanche, les inondations de la cuvette semblent moins intenses et fréquentes durant le I<sup>er</sup> s. BC, et dans une moindre mesure pendant le III<sup>ème</sup> s. BC, qui présente en plus des indices de feux locaux (macrocharbons) et d'érosion accrue (pic de Fe/Ca).

Le taux de MO qui se maintient élevé et stable est un indice supplémentaire de la perturbation permanente du sol par l'homme, vraisemblablement à travers l'activité agraire ou agropastorale. Le taux de carbonates varie très peu, et son évolution se faisant de manière remarquablement opposée à celle du ratio Fe/Ca. Ceci suggère une certaine alternance dans les provenances sédimentaires, avec plus d'apports volcaniques à la fin du III<sup>e</sup> s. BC et plus d'apports de la plaine marno-calcaire à partir de la deuxième moitié du II<sup>e</sup> s. BC. La diminution graduelle de Sr/Ca indique une formation de carbonates pédogéniques de plus en plus réduite, cohérente avec une stabilité du régime d'humidité ou des conditions plus sèches pendant le deuxième Age du Fer. Les données malacologiques (malacozone 2E) nuancent cette lecture : en dépit d'un accroissement graduel des espèces aquatiques au cours de la période, la présence de certaines espèces indique que la lame d'eau reste intermittente ou saisonnière dans la partie basse de la cuvette, comme au cours de la période précédente. En revanche, les espèces palustres ont un poids plus fort dans l'assemblage, indiquant que si le milieu reste ouvert et humide sa tendance marécageuse devient plus marquée (Granai, 2017).

Pour cette période, les données sédimentologiques et géochimiques de NAR3 montrent une légère augmentation du détritisme (SM) qui s'accompagne d'une réduction de la granulométrie (Zr/Rb). Cette augmentation du détritisme fin se produit dans des conditions d'humidité stables par rapport à la phase précédente (Fe/Mn et Sr/Ca). Le taux de carbonates baisse et celui de la MO se maintient élevé, tout comme dans NAR2, ce qui suggère une activité biologique accrue et une réduction de l'apport du détritisme carbonaté qui concordent avec les modifications pédologiques liées à la culture des sols. A l'extrême fin de la période, un petit pic du ratio Pb/Rb, décorrélé du détritisme, suggère une pollution due à l'activité métallurgique. Le modèle d'âge-profondeur ne permet cependant pas de dire s'il faut attribuer cette activité aux sociétés laténiennes ou bien à une première phase de la romanisation (111 Cal BC à 37 cal AD). Les données malacologiques (malacozone 3C) montrent des conditions dans la cuvette similaires à celles de la fin du Premier Age du Fer, avec des zones palustres et aquatiques réduites au bénéfice des pelouses sèches et humides (Granai, 2017).

On ne peut donc que constater le maintien permanent et stable au deuxième Age du Fer d'un paysage probablement cultivé et drainé dans la cuvette depuis le Premier Age du Fer. L'impact agricole se généralise vraisemblablement à l'ensemble des sols du bassin versant, provoquant une accumulation sédimentaire fine plus forte et que l'on peut vraisemblablement relier à une mise en

valeur des sols plus étendue (Notebaert & Berger, 2014 ; Notebaert, Berger, & Brochier, 2014). Tous les indicateurs montrent que le paroxysme de ce mode de fonctionnement se produit au III<sup>ème</sup> s. BC, avec un pic d'accumulation accompagné d'une érosion et d'activités humaines accrues, en même temps qu'une légère péjoration climatique se produit (Stuiver & Braziunas, 1993; Wanner et al., 2008; Buntgen et al., 2011). Il semble donc que l'on atteigne alors un pic d'intensité de l'impact des sociétés de l'Age du Fer sur leur environnement, proche de celui observé au III<sup>ème</sup>-II<sup>ème</sup> s. BC en Limagne (Ballut, 2000 ; Ballut & Guichard, 2005 ; Trément et al., 2006 ; Trément, Argant, et al., 2007 ; Trément, 2011). A partir du III<sup>ème</sup> s. et jusqu'à la fin de l'Age du Fer, le régime hydrologique semble devenir légèrement plus instable, et la partie basse de la cuvette est plus fréquemment inondée en dépit des conditions climatiques plutôt clémentes. L'origine de ce dérèglement reste difficile à préciser. Ce réajustement hydrologique s'accompagne progressivement d'un moindre poids de la fraction volcanique et d'une réduction granulométrique des dépôts, ce qui indique une baisse de la connectivité des versants et des plaines en fin de période et d'un rythme d'accumulation en nette réduction. Ce signal paradoxal, compte tenu de l'accroissement de l'emprise humaine sur le territoire (Trément, 2011), est peut-être dû à un climat plus clément et à une hydrologie globalement stable vers la fin de la période avec l'installation de l'optimum climatique romain (Magny, 2004 ; McCormick et al., 2012). Mais plus vraisemblablement, il serait le résultat de l'évolution des pratiques agricoles, bien documentée en Limagne (Trément et al., 2007 ; Trément, 2011). Des améliorations techniques telles que l'aménagement des versants en terrasses, largement documenté depuis l'Age du Bronze en Narbonnaise (Harfouche & Poupet, 2013; Rendu et al., 2015), ou encore les réseaux de drainage plus performants, auraient pu dès le II<sup>ème</sup> siècle BC contribuer largement à réduire les effets de l'érosion des sols et la dynamique de détérioration hydrosédimentaire enclenchée quelques siècles auparavant.

## 4.5 L'Antiquité

La période Romaine (30 cal BC à 476 cal AD) est représentée dans NAR2 par les phases N2.6E à N2.7B (voire la base de N2.8A), et dans NAR3 de manière plus dilatée (phases N3.3B et base de N3.4B, Fig. 7-11). L'analyse micromorphologique dans NAR2 (Fig. 5, sommet de MV.4 et MVI) indique un sol plus intensément cultivé et plus stable, ce qui est attesté par la réduction de l'accrétion sédimentaire. Le taux de MO, en augmentation graduelle dépasse les 10%, et suggère aussi une activité biologique plus forte probablement à cause d'une exploitation agricole plus intense.

L'illuviation naissante indique aussi un très faible taux de sédimentation, et un niveau phréatique plus bas et stable. Les données géochimiques et sédimentologiques confortent l'image d'un détritisme réduit pour l'ensemble de la période (SM, D50, Zr/Rb). La fraction volcanique grossière augmente légèrement en lame mince suggérant un peu plus d'apports des versants, ce qui est appuyé par une réduction des carbonates. La géochimie indique que la fraction volcanique fine augmente très sensiblement dès le début du II<sup>ème</sup> siècle AD, pour se stabiliser pendant le Bas Empire sur des valeurs nettement supérieures à toute autre de l'ensemble de la séquence (Fe/Ca). Ceci indique un changement quantitatif dans la contribution des sols volcaniques à l'apport sédimentaire dans le bassin, qui peut être indicatif d'un impact anthropique très fort sur les versants.

En revanche, les conditions d'humidité du sol montrent une nette séparation entre le Haut et le Bas-empire. En effet, jusqu'au II<sup>ème</sup> siècle AD les conditions tendent vers la stabilité et l'assèchement (Fe/Mn, Sr/Ca), mais dès la charnière du III<sup>ème</sup> siècle AD des conditions d'humidité plus forte, accompagnées de fluctuations s'installent. L'analyse malacologique (sommets malacozone 2E et malacozone 2F) indique pour toute la période des conditions d'assèchement marqué et l'installation d'un milieu ouvert et sec qui peut très bien traduire une amélioration du drainage (Granai, 2017), qui se produirait en outre à la faveur d'une période d'optimum climatique (McCormick et al., 2012). Le ratio Pb/Rb montre deux pics majeurs très nets, non corrélés au détritisme, qui suggèrent une fois encore une pollution au plomb issue de l'activité métallurgique romaine dans la cuvette pendant le Haut Empire (I<sup>er</sup> et III<sup>ème</sup> siècle). Celle-ci ne se manifeste plus après le III<sup>ème</sup> siècle.

La carotte NAR3 montre une dilatation importante de la séquence pour la période romaine, en bonne partie du fait d'une accumulation pratiquement instantanée qui se produit vers la fin du bas empire à partir de 400 cal AD (Fig. 7-1). Son origine est probablement anthropique et reste difficile à interpréter (remblaiement, exhaussement ?). La période montre une bipartition similaire à celle observée dans NAR2 entre le Haut et le Bas empire, mais les dynamiques semblent légèrement décalées dans le temps, peut-être du fait de la localisation plus excentrée de la carotte. Le taux de carbonates à la baisse et celui de MO à la hausse suggèrent une activité biologique accrue dans le sol et une réduction de la part des carbonates dans le détritisme, comme pour NAR2.

Jusqu'au milieu du IV<sup>ème</sup> siècle AD, le détritisme reste de faible intensité (SM, Zr/Rb, voir Fig. 7-11), et les conditions d'humidité ne présentent pas de fortes modifications par rapport à ce qu'elles étaient auparavant (Fe/Mn). La part du détritisme volcanique s'accroît légèrement par rapport à la phase précédente, et un pic de Pb/Rb marqué montre une pollution au plomb probablement issue d'une activité métallurgique au début des III<sup>ème</sup> et IV<sup>ème</sup> siècles. À partir du milieu du IV<sup>ème</sup> siècle le détritisme augmente (SM) même si la granulométrie reste faible (Zr/Rb), et la part volcanique augmente plus nettement (Fe/Ca). Les conditions d'humidité montrent de nombreuses fluctuations. Les données malacologiques (malacozone 3C-D et E) indiquent aussi une diminution de l'emprise des milieux relativement secs de la période précédente. Une nappe d'eau stagnante intermittente s'installe, et donne naissance à un milieu ouvert humide qui retrouve une tendance palustre durant le III<sup>ème</sup> siècle (malacozone 3D). En revanche, à partir du IV<sup>ème</sup> siècle, une nappe d'eau pérenne à courant calme encombré par la végétation s'installe (Granai, 2017). L'installation de ces conditions aquatiques au IV<sup>ème</sup> siècle n'est pas en phase avec ce qu'indiquent les indicateurs géochimiques, ni avec la description macroscopique du sédiment. En considérant que ces sédiments de la carotte pour cette période se déposent de manière quasi-instantanée, il pourrait s'agir d'un dépôt lié à un débordement alluvial ou même à un remblai anthropique (sédiments extraits d'un drain lors d'un curage p. ex.), par la suite pédogénésés hors d'eau.

La période romaine, contemporaine d'un optimum climatique (McCormick et al., 2012), apparaît dans son ensemble comme une période de très forte activité humaine dans la cuvette, en conformité avec la situation générale en Limagne (Trément, 2011). Par ailleurs, les enregistrements archéologiques locaux montrent que le bassin de La Narse a été fortement mis en valeur pendant l'Antiquité à l'instar du bassin de Sarliève, dont le drainage romain est bien documenté (Fourmont, 2006 ; Trément et al., 2007 ; Trément, 2011). En effet, la position d'une importante *villa* en tête de bassin, le passage à l'est d'une voie romaine importante tangente à la dépression, la présence d'une ferme localisée au droit de l'exutoire de la Narse, mais aussi le vaste sanctuaire des Grosmeniers (Fig.

7-1) suggèrent une maîtrise et une mise en valeur particulièrement intense de ce secteur durant la période gallo-romaine (Simon et al., 2017). Si les sols montrent les traces d'une agriculture plus intense et stable et d'un drainage accru, le taux de sédimentation qui continue à baisser et la stabilité du profil suggèrent pour le Haut Empire une très forte maîtrise des flux hydro-sédimentaires alimentant le bassin. Cependant, la probable détérioration très poussée des sols des versants volcaniques est tout de même sensible à travers la proportion beaucoup plus importante de sédiments fins volcaniques, probablement transportés par des ruissellements diffus. En dépit du probable drainage généralisé, l'hydrologie devient plus instable pendant le Haut-Empire. Un impact extrêmement fort sur les milieux a également été documenté en Limagne à la fin de l'Age du Fer et pendant la romanisation, ainsi que dans le bassin du Rhône (Berger, 1995; Ballut, 2001 ; Trément et al., 2002 ; Ballut & Guichard, 2005 ; Trément, 2011 ; Notebaert & Berger, 2014). Après la perturbation climatique de la deuxième moitié du III<sup>ème</sup> s. AD, qui se caractérise par un brusque refroidissement et des conditions plus sèches, et ouvre la porte à un climat plus instable pendant les siècles suivants (Holzhauser, Magny, & Zumbühl, 2005 ; Buntgen et al., 2011 ; McCormick et al., 2012), cette signature de l'impact sur les sols et le système hydrosédimentaire s'accroît encore pendant le Bas-Empire. Cependant, les structures agraires gallo-romaines semblent toujours capables de contenir l'arrivée d'eau et de sédiments dans la cuvette en dépit de l'érosion probable des sols du bassin versant. Cette maîtrise des flux hydro-sédimentaires, également documentée en Limagne (Ballut, 2001 ; Ballut & Guichard, 2005) s'étend à toute la période et implique qu'un stock sédimentaire qui n'a pas été redistribué par le réseau de drainage s'est accumulé sur les versants, ou bien qu'il a été en partie évacué par les systèmes hydrauliques. En absence de données sur les versants du bassin de la Narse de la Sauvetat, les deux hypothèses restent plausibles.

#### 4.6 Le début du Moyen Age

Les dernières décennies de la période romaine (après 440±50 cal AD) et les premiers siècles du Moyen Âge (jusqu'au milieu du VIII<sup>ème</sup> s. AD environ) sont enregistrés dans les carottes NAR2 (phases N2.8 A-C) et NAR3 (fin de N3.4A, N3.4B et N3.5, voir Fig. 7-11). L'analyse micromorphologique de NAR2 montre l'installation brutale (c. 440 cal AD) de conditions palustres dans toute la partie basse du bassin, avec une lame d'eau calme permanente et une abondante végétation ; un léger détritisme de fond se maintient et le taux de sédimentation est en nette baisse. Le développement de ce marécage résulte plus d'apports hydro-sédimentaires de surface non évacués que d'une remontée du niveau phréatique. Les données malacologiques (malacozone 2G) montrent également que se côtoient une nappe d'eau permanente et calme, avec une végétation abondante, et un milieu terrestre ouvert (Granai, 2017).

Dans le détail, les résultats indiquent l'existence de trois phases au sein de cette Antiquité Tardive (Fig. 7-11). Entre le milieu du V<sup>ème</sup> et le milieu du VI<sup>ème</sup> siècle (phase N2.8A), une phase purement palustre, très organique, très riche en macro- et micro-charbons et avec des marqueurs du détritisme, s'installe abruptement. Un pic prononcé du ratio Fe/Mn ainsi qu'une augmentation nette du ratio Sr/Ca témoignent du changement très brusque des conditions d'humidité, et un petit accroissement de la SM suggère un léger rebond du détritisme, dans lequel la fraction volcanique reste tout aussi élevée que dans la phase précédente (Fe/Ca). Le taux de MO atteint des valeurs

maximales et s'accorde bien avec la grande quantité de débris observés en lame mince, indiquant un milieu marécageux anoxique où les restes organiques ne se décomposent pas, alors que le taux de carbonates reste bas.

Entre le milieu du VI<sup>ème</sup> au milieu du VII<sup>ème</sup> siècle approximativement (phase N2.8B), une seconde phase montre de manière claire que le niveau de l'eau s'exhausse. Les conditions nécessaires au dépôt de carbonates tuffacés se mettent en place (apport d'eau claire et abondante chargée en carbonates, détritisme réduit, activité biologique) que reflètent aussi le ratio Sr/Ca et le pic des carbonates, alors que la MO diminue. Le détritisme semble toujours faible (SM) mais légèrement plus énergique que lors des phases précédentes (petits pics de D50 et Zr/Rb). Le ratio Fe/Mn chute fortement, probablement du fait des conditions aquatiques permanentes, et une baisse marquée du ratio Fe/Ca indique une forte réduction de la composante volcanique du détritisme dans les flux que reçoit la cuvette, ce qui doit être nuancée en considérant que l'excès de Ca authigène peut diluer le signal. Dans l'ensemble ces conditions marquent une évolution vers un milieu aquatique plus profond et stable.

Finalement, entre le milieu du VII<sup>ème</sup> et le VIII<sup>ème</sup> siècle AD (phase N2.8C), une troisième phase témoigne d'une récession probable de la lame d'eau, qui reste cependant plus haute que lors de la phase N2.8A. Le détritisme semble augmenter légèrement (SM, D50, Fe/Ca) alors que le taux de carbonates et Sr/Ca en baisse témoignent d'une moindre formation de carbonates authigéniques, et qu'une petite augmentation de Fe/Mn suggère un milieu moins saturé. Cette phase reste difficile à interpréter du fait de l'absence d'analyses micromorphologiques au-dessus de 64 cm de profondeur, mais tous les indicateurs géochimiques indiquent qu'il ne s'agit que d'un bref intervalle d'assèchement, au-delà duquel des conditions lacustres carbonatées continuent à perdurer pendant tout le Moyen Âge jusqu'aux opérations de drainage du XVIII<sup>ème</sup> siècle (Fig. 7-8).

Dans la périphérie de la cuvette, NAR3 fournit un enregistrement complémentaire qui témoigne d'une hétérochronie dans l'installation des conditions palustres, autrement dit de leur transgression depuis les parties basses centrales vers les parties périphériques de la cuvette un peu plus élevées (0,8 à 1 m aujourd'hui), qui dure un siècle approximativement. Ainsi, entre le milieu du V<sup>ème</sup> et le milieu du VI<sup>ème</sup> s. AD des conditions bien drainées similaires à celle de la fin de la période romaine se maintiennent, avec toutefois des oscillations hydrologiques plus marquées et une composante détritique du volcanisme plus importante (Fe/Mn, Fe/Ca). Une légère hausse de Pb/Rb, mais qui s'éloigne bien du signal de fond de la période précédente et ne semble pas corrélée au détritisme, pourrait indiquer une activité métallurgique proche encore active jusqu'au début du VI<sup>ème</sup> siècle AD. Des conditions palustres finissent cependant par s'installer peu après (pic de Fe/Mn suivi de descente brusque, légère hausse de Sr/Ca, hausse du taux de MO) avec un détritisme réduit mais encore riche en fraction volcanique (SM, Fe/Ca). On ne peut pas exclure cependant que ces petites variations du détritisme correspondent à des phénomènes de régulation des stocks sédimentaires indépendants des facteurs anthropiques ou climatiques. Ces conditions semblent durer peu de temps et, de manière analogue à NAR2 semblent être suivies d'une phase légèrement moins humide et d'accroissement du détritisme (Fe/Mn, Sr/Ca, SM).

Le passage de l'Antiquité au Moyen Âge implique donc un changement paléoenvironnemental majeur à la Narse de la Sauvetat, qui commence dès 440 AD. L'installation subite d'un niveau palustre dans le fond du bassin riche en charbons est à mettre en parallèle avec la « couche noire »



du bassin de Sarliève dont les caractéristiques pédosédimentaires paraissent similaires. À Sarliève, ce niveau est moins bien daté que dans la Narse de la Sauvetat, mais il a été situé approximativement entre le changement d'ère et le II<sup>ème</sup> siècle AD. Il a été interprété comme le résultat de nouvelles pratiques pastorales (brûlis sur les versants) combinées à un certain dérèglement hydroclimatique (Trément, Argant, et al., 2007 ; Trément, 2011). À la Narse de la Sauvetat, en dépit d'un contexte climatique plus instable dès la fin du Bas-Empire (Buntgen et al., 2011), le caractère plus tardif (3 à 4 siècles) et la soudaineté de l'installation de ce niveau indiquent que son origine est assurément anthropique ici comme à Sarliève, et dépend de mutations sociétales, qui se manifestent peut-être plus tardivement en Limagne du sud. Ce décalage est cependant à relativiser du fait des imprécisions de datation de cet évènement à Sarliève. Si un changement du mode de gestion des sols du bassin versant en est la cause probable et se ressent de manière généralisée dès le début du Moyen Âge (A. Durand & Leveau, 2004), une dégradation subite du drainage du bassin (abandon de l'entretien ?), ou des perturbations au droit de l'exutoire de la Narse de la Sauvetat ne peuvent être écartées.

En revanche, le contexte de forte crise climatique et hydrosédimentaire depuis le V<sup>ème</sup> siècle parfois noté en Limagne et classiquement attribué à un forçage socio-climatique (Ballut, 2001 ; Trément et al., 2002 ; Ballut & Guichard, 2005 ; Trément, Argant, et al., 2007 ; Trément, 2011 ; McCormick et al., 2012 ; Vernet, 2013) n'est ici pas attesté, puisque les taux de sédimentation et les indicateurs d'érosion restent relativement bas. L'activité anthropique soutenue et le maintien d'un milieu ouvert suggèrent que cette mutation paysagère se fait graduellement, et qu'il n'y a pas à la Narse de la Sauvetat d'effondrement socio-environnemental pendant le V<sup>ème</sup> siècle, ce qui est en accord avec les sources historiques (Sidoine Apollinaire, Grégoire de Tours) qui n'indiquent une forte dégradation hydro-climatique que vers la fin du VI<sup>ème</sup> siècle (J. Daugas & Tixier, 1975).

Ces différences entre les marais de Limagne et la Narse de la Sauvetat, où les changements socio-environnementaux semblent arriver plus tardivement et être moins catastrophiques, peuvent peut-être s'expliquer par des contextes géographique et géomorphologique en Limagne des buttes assez différents (petit bassin versant, faiblesse des dénivelés, etc.). Ceci a peut-être rendu la Narse de la Sauvetat moins sensible aux perturbations hydroclimatiques et facilité la résilience des modes d'exploitation antiques jusqu'au V<sup>ème</sup> siècle, ainsi qu'une transformation graduelle postérieure.

La forte dégradation climatique qui s'ensuit du milieu du VI<sup>ème</sup> au milieu du VII<sup>ème</sup> siècle est bien documentée en Europe occidentale (Magny, 2004 ; Buntgen et al., 2011 ; Arnaud et al., 2012; McCormick et al., 2012). Elle s'accompagne en Auvergne d'épisodes sismiques (Vernet, 2013). Elle conduit probablement à la hausse du niveau des eaux et à l'extension des conditions palustres en périphérie de cuvette, avec un drainage cette fois-ci nettement dégradé, tout comme cela se produit dans les marais de Limagne à la même période (Frédéric Trément, 2011). Vers la fin du VII<sup>ème</sup> et au cours du VIII<sup>ème</sup> siècle, les conditions à nouveau moins humides dans le bassin semblent correspondre à un climat qui s'améliore, avant de nouvelles dégradations qui précèdent l'optimum climatique médiéval (Buntgen et al., 2011; McCormick et al., 2012).

## 5-Conclusion

Au moyen d'analyses multi-proxys de plusieurs carottes sédimentaires extraites à la Narse de la Sauvetat, ce chapitre a permis de reconstruire pour la première fois l'évolution paléoenvironnementale de ce bassin. Des analyses micromorphologiques et géochimiques à haute résolution qui s'appuient sur un contrôle chronologique précis provenant d'un modèle âge-profondeur robuste ont permis d'analyser finement les interactions socio-environnementales et notamment la part des forçages anthropiques et climatiques dans les processus hydro-sédimentaires et d'érosion des sols, et de reconstituer l'évolution de la zone humide entre le Néolithique et la fin de l'Antiquité.

Le Néolithique final est mal caractérisé dans la séquence et a seulement permis d'identifier les premières modifications du couvert végétal par les sociétés, et l'installation des toutes premières conditions hydromorphes dans la cuvette. La transition Néolithique Final/Bronze Ancien, le Bronze Ancien et Moyen sont des périodes où les dynamiques hydrosédimentaires ont été violentes et rythmées par les péjorations climatiques de 4.2 et 3.5 ka. cal BP. Ces péjorations, caractérisées pour la première fois en Limagne, semblent dissuader l'homme d'occuper les zones basses et humides de la plaine. Au Bronze Final, les conditions climatiques étant moins sévères, une forme d'exploitation du milieu se développe peut-être de nature pastorale accompagnée d'un impact sur les sols des versants alimentant la cuvette. Dès le milieu du VII<sup>ème</sup> siècle BC, un seuil important dans l'histoire de la cuvette est franchi avec une mise en culture probable, peut-être accompagnée d'actions de drainage ; l'impact sur les sols de la cuvette et ses versants se renforce nettement en dépit d'une période climatique défavorable pour l'homme et ses activités. Il semble donc s'agir d'un premier tournant dans les interactions socio-environnementales du bassin au cours duquel les sociétés du premier Age du Fer paraissent s'émanciper pour la première fois des contraintes hydroclimatiques, et de ce fait démarrer la transformation graduelle en anthroposystème de La Narse de la Sauvetat.

Au deuxième Âge du Fer et lors de la période romaine, l'impact amorcé lors de la période précédente s'accroît et se généralise à l'ensemble des sols de la cuvette et ses versants. Cependant, après le III<sup>ème</sup> siècle BC les conséquences de cette érosion anthropique croissante semblent être plus ou moins efficacement contenues, probablement du fait de l'amélioration des techniques agricoles et d'un climat globalement favorable (optimum climatique romain). Cependant, un dérèglement croissant du système hydrosédimentaire est perceptible et s'accroît au Bas-Empire, peut-être au gré de conditions climatiques moins favorables ou de mutations sociétales qui menacent l'équilibre artificiel d'un système où les impacts se cumulent depuis des siècles.

La dégradation subite du drainage et la paludification de la cuvette dès le V<sup>ème</sup> siècle AD semblent être le fait de modifications importantes dans le mode d'exploitation du terroir, plus qu'une conséquence d'un changement climatique. Cette mutation du système est trois à quatre siècles plus tardive dans la Narse qu'à Sarliève où elle est aussi enregistrée. Elle se produit indépendamment de la forte « crise hydrosédimentaire » observée en Limagne au début du Moyen Âge. Ceci est peut-être la conséquence d'une moindre vulnérabilité de la cuvette ou d'une résilience localement plus élevée du mode d'exploitation antique qui auraient facilité une transformation graduelle au lieu d'un réajustement brutal du système hydrosédimentaire. Ces conditions finissent cependant par périlcliter au tournant du VI<sup>ème</sup> siècle, et les conditions de drainage qui se dégradent semblent dorénavant plus

contrôlées par les variations climatiques de la période Antiquité tardive-haut Moyen Âge que par l'activité humaine.

L'analyse géoarchéologique multi-proxys et à haute résolution chronologique de l'enregistrement pédo-sédimentaire de la Narse de la Sauvetat a finalement fortement contribué à la discussion de la dialectique société-environnement dans cette dépression du sud de la Limagne entre la fin du Néolithique et le début du Moyen Âge. La trajectoire du bassin, en bonne partie conforme aux connaissances acquises en Limagne du nord, présente cependant des spécificités que nous avons pu relever. Elles permettent d'alimenter la réflexion et de contribuer à lever le voile sur certaines phases clé de l'évolution des interactions société-environnement. Pourtant, bien que les modalités, les rythmes et les causalités des forçages anthropiques ainsi que leurs principaux seuils aient pu être perçus, ils restent encore à approfondir dans le cadre de travaux futurs.

# VIII

## DISCUSSION GÉNÉRALE



# CHAPITRE VIII

---

## *DISCUSSION GÉNÉRALE*

Les chapitres 4 à 7 de ce manuscrit ont été consacrés à l'étude géoarchéologique et paléoenvironnementale de deux bassins sédimentaires susceptibles de délivrer des informations complémentaires, Le Lac du Puy de Corent et La Narse de la Sauvetat. Ils représentent les deux extrêmes d'un gradient dans l'enregistrement des dynamiques hydro- et pédosédimentaires. Le Lac du Puy est un signal très local et intra-site, limité au sommet du plateau où l'activité humaine fut intense. En revanche, la Narse de la Sauvetat est un grand bassin sédimentaire situé au point le plus bas de la plaine marno-calcaire et au pied des versants sud-ouest de Corent. Il enregistre donc un signal (sédimentologique, géochimique) qui représente sans doute beaucoup mieux les dynamiques hydro-sédimentaires micro-régionales qui ont affecté les versants de son bassin et la basse plaine en général. Les résultats de leur analyse géoarchéologique respective ayant déjà été discutés dans ce manuscrit, cette discussion générale, organisée en trois parties, se focalisera spécifiquement sur leur mise en parallèle et leur intégration à une échelle spatiale, temporelle et systémique plus large, pour en extraire des éléments de réponse aux questionnements de cette thèse.

Le premier volet de cette discussion générale synthétise les résultats obtenus dans les cuvettes du Lac du Puy et la Narse de la Sauvetat et les intègre dans le système morphosédimentaire du plateau et ses marges. La démarche se limite à la période partagée par les enregistrements sédimentaires des deux bassins étudiés à haute résolution chronologique, c.-à-d. de 3000 BC au changement d'ère (Fig. 8.1). L'objectif est ici de dégager les principales phases d'impact anthropique sur les sols et sur les milieux humides et d'activité hydro-sédimentaire accrue. Ces dynamiques sont également mises au regard des différentes occupations archéologiques et activités anthropiques et comparées aux oscillations climatiques à haute résolution chronologique. Cela nous permet de discuter la causalité, la temporalité, les rythmes et les phasages du forçage anthropogénique que nous avons partiellement avancés dans les chapitres précédents.

La deuxième partie de cette discussion met en perspective géographique et temporelle, à l'échelle de l'Europe Occidentale, la chronologie et la nature du forçage anthropogénique des sols et du système morphosédimentaire du site de Corent. Des comparaisons sont établies avec des études concernant des dynamiques similaires (érosion des sols, colluvionnement des versants et systèmes alluvio-colluviaux), avec les estimations démographiques disponibles à l'échelle de l'Europe Centrale et avec les oscillations climatiques naturelles. Les études sélectionnées disposent toutes d'un bon contrôle chronologique et suivent un gradient allant du local au régional dans l'espace géographique ouest européen situé au nord des Alpes. Elles présentent également des caractéristiques culturelles très grossièrement communes pendant les périodes étudiées.

Le troisième volet de cette discussion est une analyse approfondie des interactions socio-environnementales au premier millénaire BC dans le système du plateau de Corent et de ses marges,

resitué dans le contexte de la Limagne méridionale et la France Centrale. Les variables sociétales (démographie, complexification sociale et proto-urbanisation, évolution technique) et naturelles (climat, érosion, état des zones humides, dynamiques végétales) sont intégrées en utilisant le cadre conceptuel des cycles adaptatifs, pour aborder finement l'évolution du système socio-environnemental de Corent et ses marges et le rôle prépondérant qu'y joue l'émergence graduelle du phénomène urbain au premier millénaire BC.

## **1- Société, climat et environnement en Limagne méridionale de 3000 BC au changement d'ère : une analyse intégrée de l'évolution du système morphosédimentaire du plateau de Corent et de ses marges**

### **1.1- A la fin du Néolithique, des impacts forts mais discontinus et d'ampleur modeste**

Une première phase de l'impact anthropique sur le système morpho-sédimentaire correspond au Néolithique Final (3000-2200 BC). La cuvette de la Narse de la Sauvetat montre une très lente accrétion sédimentaire qui témoigne du faible impact de l'homme sur les sols des versants volcaniques et de la basse plaine (Fig. 8-1), bien que l'ouverture du milieu soit déjà importante et puisse indiquer l'impact des activités probablement pastorales des sociétés de la fin du Néolithique sur le couvert végétal de la zone humide (Granai, 2017). La fin de la période semble voir le paysage se refermer légèrement, dans un contexte hydrosédimentaire nettement plus énergique (alluvions sableuses) probablement en relation avec l'évènement climatique de 4.2 ka BP qui se manifeste régionalement après de nombreux siècles au climat plutôt favorable (Berger et al., 2007). Les présences de macrocharbons flottés et d'abondants petits ossements peut-être chauffés dans ce dépôt indiquent une possible présence humaine en amont du bassin palustre, probablement hors zone humide.

Sur le plateau, la connectivité entre le plateau et la cuvette du Lac du Puy est bien établie : l'érosion des sols et les flux hydro-sédimentaires y sont très intenses depuis le Néolithique Moyen. Ces processus sont synchrones de phases de déforestation, de feux locaux et de traces d'activité agricole et pastorale (Fig. 8-1). Ils sont également contemporains d'une occupation potentiellement importante sur le plateau mais qui reste très mal documentée (Daugas, 1972). Cette intense activité hydrosédimentaire se réduit notablement vers la fin de la période. Les indices d'occupation disparaissent et les activités anthropiques s'atténuent nettement, avec une fermeture du paysage et une installation de conditions pédologiques très stables et graduellement plus humides.

Dans l'ensemble, le Néolithique Final se caractérise par des impacts anthropiques marqués sur les sols, mais très ponctuels. Leur baisse graduelle sur le plateau et leur faiblesse sur la cuvette de la Narse indique cependant qu'ils sont globalement moins importants dans le secteur que lors des périodes précédentes. Ils ne sont pas vraiment perceptibles à l'échelle du bassin versant de La Narse où le détritisme reste bas. Ceci suggère que les sociétés limitent leurs impacts à des terroirs très circonscrits (sols les plus faciles à travailler ?), situés vraisemblablement à proximité immédiate de l'habitat lui-même.

Au Néolithique Final, les occupations abandonnent les hauteurs et se déplacent vers les piémonts et les reliefs périphériques de la plaine de Limagne, malheureusement mal documentés du point de vue archéologique (Daugas & Raynal, 1989 ; Raynal, Vernet, & Daugas, 2003 ; Trément et al., 2005, 2006 ; Trément, 2011 ; Pasty, 2016). Cette déprise graduelle est peut-être due à la dégradation des sols des plateaux basaltiques : à Corent, une très forte érosion des sols volcaniques fertiles mais vulnérables (Legrand, Bartoli, & Curt, 2007) et sans doute peu épais, est constatée depuis le Néolithique Moyen 2 du fait de l'activité anthropique. Un rajeunissement et une perte de fertilité des sols vers le Néolithique Final, dans un contexte climatique pourtant plutôt favorable sauf à la fin de la période (Magny, 2013 ; Carozza et al., 2015), ont peut-être induit une déprise et le passage à un mode d'exploitation plus pastoral à Corent. Les zones basses et humides de la plaine ainsi que les bords des cours d'eau ne devaient pas non plus être attractifs pour une installation permanente de l'habitat, du fait de l'instabilité hydroclimatique et de l'humidité accrues à la fin de la période. Les sociétés du Néolithique final semblent donc en bonne partie soumises aux contraintes et aléas environnementaux desquels elles ne sont pas encore émancipées, et qui conditionnent l'implantation et les dynamiques de leurs occupations.

## **1.2- A l'âge du Bronze, une expansion lente et irrégulière des impacts anthropiques sur le système morfo-sédimentaire**

Une deuxième phase de l'impact anthropique sur les milieux correspond grossièrement à l'âge du Bronze Ancien et Moyen. Dans la cuvette de la Narse, un événement hydro-sédimentaire extrême vers 1500 BC est l'exception d'une longue période où le détritisme fut en général très réduit. Les conditions sont plus humides que lors des périodes précédentes et le paysage végétal tend à se refermer légèrement et à se diversifier (Fig. 8-1), ce qui est cohérent avec les dynamiques d'autres secteurs de Limagne (Ballut, 2000, 2001 ; Trément, 2011). Ceci suggère un état relativement naturel du fond de la cuvette en dépit d'une ouverture du paysage globalement forte (Granai, 2017). La population en bordure de la plaine Limagne semble devenir plus importante que pendant la période précédente, surtout pendant la deuxième partie du Bronze Ancien et le début du Bronze Moyen (Vital, 2004 ; Carozza, Bouby, & Ballut, 2006 ; Trément et al., 2006 ; Trément, 2011 ; Couderc, communication personnelle), justement lorsque les conditions hydroclimatiques sont plus stables.

Vers la fin du Bronze Moyen les conditions deviennent plus humides et l'instabilité hydrologique s'accroît dans la cuvette de la Narse, tandis que la diversité végétale progresse et que le paysage se ferme à nouveau. La population semble diminuer dans la plaine à cette période (Trément et al., 2007). Ces dynamiques sont similaires en grande Limagne, ainsi que dans la vallée du Rhône (Ballut, 2000; Berger et al., 2007). L'impact anthropique sur les systèmes morphosédimentaires n'est toujours pas nettement perceptible durant cette période.

Dans le Lac du Puy, dès le XXI<sup>e</sup> siècle BC on enregistre une activité anthropique qui impacte à nouveau les sols après un abandon de 3 ou 4 siècles (Fig. 8-1). Le défrichement et les feux induisent très probablement la gleyfication des sols du bassin, à la suite de quoi un système d'exploitation agropastorale est établi durant le Bronze Ancien. Un aménagement du bord de cuvette est peut-être réalisé. Il diminue fortement la connectivité sédimentaire avec le plateau. La cuvette du Lac du Puy



enregistre au Bronze Moyen une augmentation légère du détritisme. Les conditions semblent un peu plus sèches et l'activité anthropique un peu plus forte, spécialement vers la fin de la période, ce qui suggère des impacts accrus sur les sols du plateau en lien avec une agglomération qui se serait développée sur le plateau de Corent au Bronze Moyen 2 (Poux et al., 2018).

Si la détérioration hydro-climatique ressentie en plaine à la fin du Bronze Moyen coïncide avec le développement de cette agglomération sur le plateau, il n'en est pas de même pour la péjoration qui marquait le début du Bronze Ancien. Une corrélation entre instabilité hydro-climatique en Limagne et un déplacement en hauteur de l'habitat ne peut donc pas être systématiquement établie : elle ne semble donc pas le facteur déterminant des dynamiques d'occupation et d'abandon des plateaux de la Limagne des buttes. Ces dynamiques répondent probablement à des facteurs sociétaux plus complexes.

On observe également une apparente subordination de la localisation des occupations dans la plaine aux conditions hydroclimatiques : elles semblent plus fréquentes lors des périodes qui ont un climat favorable. Les dépressions humides de la plaine sont sans doute peu accueillantes pour l'occupation humaine du fait de l'irrégularité climatique et des conditions d'humidité accrue (Trément, 2011). Ce constat est cependant à relativiser fortement : dans le secteur, l'ensemble de la période reste très mal connue au niveau archéologique, spécialement dans des positions topographiques de versant ou de piémont.

À l'échelle de l'ensemble du Bronze Ancien et Moyen, l'impact anthropique sur le système morphosédimentaire et les zones humides est faible, y compris à proximité immédiate des occupations du plateau. Les flux hydrosédimentaires dans les deux bassins versants analysés sont encore très réduits, et une érosion des sols n'est pas vraiment perçue au niveau local, ni au niveau micro-régional. Ceci est peut être du fait des innovations agricoles telles que l'araire, le parcellaire fixe (Carozza et al., 2007) ou encore les terrasses de culture (Harfouche & Poupet, 2013). Elles permettent sans doute la mise en place de modes d'exploitation agro-pastorale plus intégrés (Rösch, 1998, 2013) ; ils rendent possible l'exploitation des sols pauvres tout en limitant les impacts négatifs sur ceux-ci. Le système semble disposer de *zones tampon* anthropiques (Lac du Puy) ou naturelles (système versants-narse) suffisantes pour maintenir les impacts en deçà de la limite de résilience des sols. Cette maîtrise accrue des techniques et aménagements agraires a peut-être contribué à l'extension graduelle d'une exploitation mixte agro-pastorale (Ledger et al., 2015), sans doute relativement peu intensive et mieux adaptée aux sols fragiles ou dégradés, et qui semble être commune aux zones d'occupation sur le plateau et à la plaine en contrebas. Elle concerne sans doute aussi les petits reliefs de Limagne et la moyenne montagne, où l'impact sur la végétation se généralise à cette période (Miras et al., 2004, 2015 ; Lavrieux et al., 2013 ; Miras, en préparation).

La troisième phase correspond à l'âge du Bronze Final et au tout début du premier âge du Fer. Dans la Narse de la Sauvetat les conditions se maintiennent humides mais on observe une certaine ouverture du paysage accompagnée de feux locaux, ce qui indique peut-être une exploitation pastorale plus importante. Les entrées de flux hydro-sédimentaires augmentent, la présence de matériel volcanique dans les dépôts témoignant d'une première érosion généralisée des sols des versants, même si elle est encore peu intense (Fig. 8-1). Cette plus forte activité anthropique est cohérente avec l'ensemble de la plaine de Limagne où le nombre de sites augmente au Bronze Final 1 et 2 (Trément et al., 2007 ; Mennessier-Jouannet & Milcent, 2007 ; Milcent & Mennessier-

Jouannet, 2007 ; Trément, 2011). Sur le plateau de Corent, un nouvel élan de défrichement et de mise en culture se produit alors que la cuvette du Lac du Puy reste hydrologiquement très stable et en grande partie déconnectée des perturbations hydro-sédimentaires. Au Bronze Final 3, une agglomération peut-être proto-urbaine a émergé (Milcent, Chassan, et al., 2014). Elle induit un léger accroissement du détritisme dans la cuvette accompagné de conditions plus sèches et d'une érosion à peine plus forte des sols du plateau.

Cette phase est donc marquée par une expansion géographique de l'impact des sociétés sur les sols accompagnée d'une intensification modérée, probablement selon les modalités d'exploitation des phases précédentes. Si l'intensité des impacts sur les sols est similaire à proximité des occupations du plateau et dans la plaine humide, ils commencent à se faire sentir à l'échelle micro-régionale. Le système devient sans doute « semi-naturel » ; il reste résilient, toute déprise humaine se traduisant par une recolonisation forestière et la reprise des processus pédogénétiques. Les conditions climatiques, favorables durant l'ensemble du Bronze Final, se dégradent subitement lors d'une péjoration climatique courte mais intense (850 à 750/700 BC) qui marque la transition Subboréal-Subatlantique (Van Geel, Buurman, & Waterbolk, 1996 ; Van Geel & Magny, 2002 ; Magny, 2013 ; Van Geel et al., 2014), et durant laquelle l'agglomération du Bronze Final 3 est subitement abandonnée, dans un contexte de transition culturelle accélérée vers l'âge du Fer (Milcent, 2004).

### **1.3- A l'âge du Fer, un forçage anthropique généralisé du système morpho-sédimentaire**

La quatrième phase, qui correspond à la plupart de l'âge du Fer, est celle du forçage anthropique fort. L'impact le plus évident se manifeste sur les sols de la cuvette humide de La Narse de la Sauvetat. Un fort lien hydrosédimentaire entre les versants et la dépression commence à s'établir dès le VII<sup>e</sup> siècle BC : le volume des flux détritiques se met à augmenter rapidement sous l'effet d'une forte augmentation de l'érosion des sols de son bassin versant. En parallèle, un changement hydrologique (assèchement et conditions plus instables) et pédologique majeur dans la cuvette au cours du VII<sup>e</sup> siècle suggèrent qu'elle pourrait être drainée et cultivée, alors que le paysage végétal devient quasi-totalement ouvert et que la population augmente en Limagne (Fig. 8-1). Les flux hydro-sédimentaires versants-plaine continuent d'augmenter jusqu'au III<sup>e</sup> siècle BC où l'érosion des sols des versants et les transferts via les cours d'eau atteignent leur apogée, avec des traces de feux locaux accrues et un paysage quasi totalement ouvert. Le drainage de la cuvette et sa mise en culture, à l'instar du bassin de Sarliève (Trément, 2011), interviennent à ce moment sans pourtant supprimer totalement les inondations saisonnières et les mouvements de la nappe. A partir du III<sup>e</sup> siècle BC, l'aménagement des versants et des systèmes hydrauliques probablement améliorés parviennent sans doute à efficacement contrôler la dynamique hydrosédimentaire et l'érosion des sols.

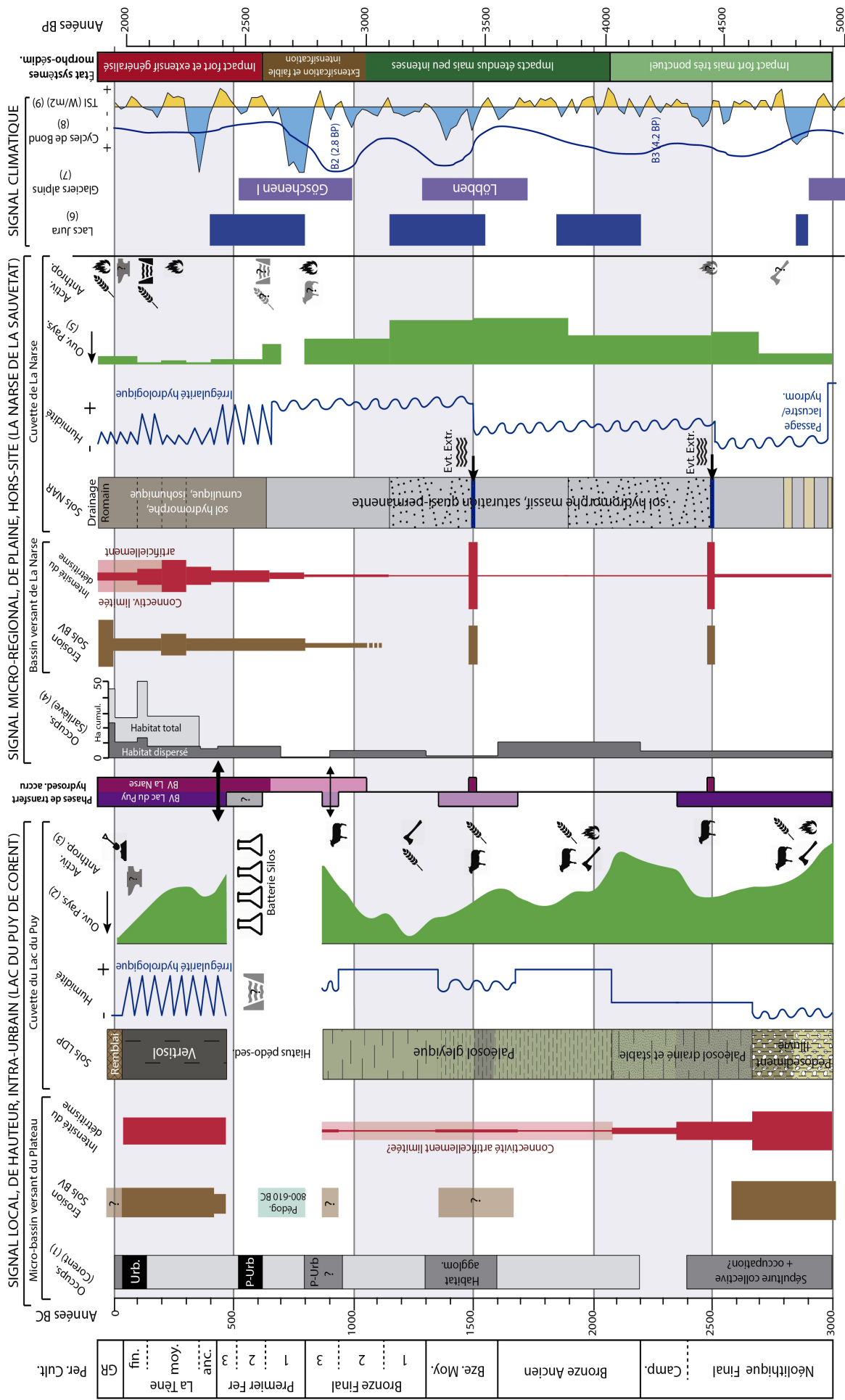


Figure 8-1. Synthèse des principales dynamiques environnementales, sociétales et climatiques dans le système morpho-sédimentaire du plateau de Corent et de ses marges entre 3000 BC et le changement d'ère. Les modalités d'impact anthropique sont représentées par des symboles, ainsi que les événements hydrologiques extrêmes. Sources des données : (1) Occupations à Corent (noir : proto-urbaine ou urbaine, gris : occupation majeure) (Poux et al., 2018) ; (2) Taux AP/NAP Lac du Puy (Ledger et al., 2015) ; (3) Activités anthropiques au Lac du Puy (Ledger et al., 2015) ; (4) Surface cumulée des occupations dans le bassin de Sarlièvre par période (Trément et al., 2007) ; (5) Espèces malacologiques de milieu fermé dans la carotte NAR2 (Granai, 2017) ; (6) Hauts Niveaux des Lacs du Jura (Magny, 2013b) ; (7) Avancée des Glaciers Alpins (Holzhäuser, Magny, & Zumbühl, 2005 ; Joerin et al., 2008) ; (8) Charriage glacial dans l'Atlantique Nord (Bond et al., 1997 ; Bond et al., 2001) ; (9) TSI : Total Solar Irradiance (Steinhilber et al., 2012). La colonne entre le signal du Lac du Puy et La Narse de la Sauvetat représente les phases de transfert sédimentaires accrues dans de chacun des deux bassins versants, et dans l'ensemble du système.

Sur le plateau de Corent une phase de pédogénèse de deux siècles environ fait suite à l'abandon du site du Bronze Final 3 et la péjoration climatique de 2.8 ka BP (Van Geel & Magny, 2002; Van Geel et al., 2014). Vers 600 BC, une petite agglomération se développe, dont les caractéristiques la rattachent au complexe culturel Hallstien (Milcent, Poux, et al., 2014), et à laquelle est associée l'excavation d'une batterie d'un millier de silos dans la cuvette argileuse du Lac du Puy (cf. chapitre 4). Le site est partiellement abandonné vers 550 BC et seule une petite occupation subsiste jusqu'à la fin du premier âge du Fer vers 425 BC. Probablement du fait de cet aménagement de la cuvette, la dynamique hydro-sédimentaire y est très perturbée au cours de La Tène. L'érosion des sols devenue très active semble s'exacerber avec l'émergence de l'*oppidum* à la Tène finale (Fig. 8-1).

Dans l'ensemble, l'impact anthropique sur les deux zones humides, qui avait été jusqu'au Bronze Final 3 peu intense et d'ampleur similaire, devient subitement fort dans La Narse de la Sauvetat et extrême dans le Lac du Puy entre 700 et 550 BC. Les impacts adoptent des modalités nouvelles et ont une intensité jamais vue auparavant, plus forte en contexte proto-urbain que hors-site. Ils se ressentent fortement à l'échelle locale et microrégionale, et affectent de manière à peu près synchrone tous les milieux et toutes les positions topographiques (plateau, versants, zones humides de la plaine). C'est à ce moment, contemporain des premières agglomérations proto-urbaines, qu'on peut situer le forçage anthropogénique définitif des systèmes naturels en Limagne méridionale. Il se produit en dépit des conditions climatiques encore instables et plutôt défavorables après le pic de la péjoration du VIII<sup>e</sup> siècle, ce qui montre une émancipation croissante des sociétés par rapport aux contraintes climatiques.

Cette dynamique enclenchée au premier âge du Fer se renforce ensuite graduellement à la Tène sans nouvelle rupture, dans un contexte de climat favorable (Buntgen et al., 2011 ; McCormick et al., 2012) et de croissance démographique en Limagne (Fig. 8-1). Le forçage anthropique croissant des sols a sans doute fourni des rendements agricoles accrus qui ont alimenté les agglomérations émergentes en Limagne (*oppida*); alors que ses effets négatifs (érosion des sols agricoles, colluvionnement, crues violentes, alluvionnement) ont pu être mieux maîtrisés par l'évolution des techniques agraires et des aménagements dans la plaine et sur les versants. Cela conduit à l'instauration d'un nouvel équilibre, les impacts forts et généralisés étant contrebalancés par une maîtrise croissante du milieu. A l'extrême fin de l'âge du Fer, si le forçage anthropique est intense en milieu extra-urbain dans la basse-plaine et se généralise régionalement (Trément et al., 2007 ; Trément, 2011), la dégradation des systèmes naturels en milieu urbain (plateau de Corent) est devenue complète.

Le début de l'Antiquité témoigne d'une nouvelle ère où l'impact anthropique très fort sur les milieux se généralise à l'échelle de la Gaule pendant le Haut-Empire (p. ex. Van der Leeuw et al., 2005 ; Berger, 2015). Les deux cuvettes étudiées confirment cette généralisation de l'impact : i) le Lac du Puy est définitivement remblayé durant les dernières années de l'*oppidum* de Corent ou au tout début de la période romaine, où une petite agglomération secondaire se développe sur le plateau après l'abandon du site Gaulois. L'aménagement total du site ne permet plus de percevoir les dynamiques hydro-sédimentaires ; ii) dans la basse plaine, la Narse de la Sauvetat suit la nouvelle dynamique de structuration et d'exploitation des campagnes gallo-romaines, avec l'établissement d'un réseau de villas denses en Limagne (Trément, 2011) qui conduit à une nouvelle artificialisation du système naturel (drainage amélioré, feux accrus, cultures probablement plus intensives, pollution aux métaux, etc.). L'érosion des sols des versants atteint des niveaux très élevés, mais les sédiments

résultants semblent toujours retenus par l'aménagement des versants ou sont de manière très efficace quasi-totalement canalisés et évacués par le réseau de drainage. Ainsi, le forçage anthropique des systèmes hydrosédimentaires et des zones humides, généralisé depuis l'âge du Fer, devient extrême mais les retours négatifs sont atténués par une maîtrise très forte du milieu.

En résumé, les sociétés pré- et protohistoriques ont étendu et intensifié graduellement la pression qu'elles exerçaient sur les milieux. Grâce aux progrès dans les techniques et modes d'utilisation des sols (terrasses agricoles par ex.), elles ont appris à limiter, au moins partiellement, les conséquences négatives de cette exploitation par une artificialisation croissante du système, pour accroître leur indépendance vis-à-vis des contraintes du milieu. Dans cette progression, le franchissement d'un seuil devient manifeste à Corrent dès le premier âge du Fer et il pourrait ainsi s'agir d'une marque de l'entrée définitive de la Limagne méridionale dans l'anthropocène, question que nous allons aborder dans les parties suivantes de ce chapitre.

## **2- L'impact anthropique sur l'érosion des sols en Europe occidentale nord-alpine de 3000 BC à 0 AD : un forçage généralisé dès le premier âge du Fer**

Pour identifier si ce seuil est propre à la Limagne ou s'il est largement répandu et a ses racines dans l'évolution sociétale et culturelle du premier âge du Fer en Europe occidentale, il était nécessaire d'évaluer son ampleur spatiale et sa chronologie. Pour cela, nous avons utilisé une approche comparative en rapprochant nos résultats de ceux provenant d'autres études de même nature réparties dans la sphère culturelle ouest européenne, de 3000 BC au changement d'ère. Les données brutes ont été simplifiées en fonction du degré de forçage anthropique mis en évidence par les auteurs de chaque étude (Fig. 8-2). Les études de synthèse régionale à haute résolution chronologique ont été préférées quand elles existaient. Les études des systèmes alluviaux d'ordre élevé n'ont pas été utilisées, car les liens directs avec les processus de versants sont rompus, la plaine alluviale ayant un effet de tampon en stockant/déstockant les sédiments indépendamment de la chronologie et de l'intensité des processus agissant sur les versants (Dotterweich, 2008, 2013 ; Notebaert & Verstraeten, 2010 ; Dreibrodt et al., 2010 ; Dreibrodt et al., 2010 ; MacKlin, Lewin, & Jones, 2014 ; Hoffmann, 2015 ; Verstraeten et al., 2017). Les données synthétisées sont mises au regard des données climatiques, des données paléodémographiques disponibles pour l'Europe Centrale (densité du peuplement, taille des groupes humains) et des données d'alluvionnement anthropogénique en Grande Bretagne, inexistantes pour le moment en Europe continentale (MacKlin, Lewin, & Jones, 2014).

En Europe Occidentale, une première phase d'impact anthropique sur les processus d'érosion semble correspondre au Néolithique final (phase I, Fig. 8-2). La plupart des études notent des impacts forts mais très ponctuels et discontinus, dans un contexte climatique globalement assez favorable, alors que la taille des groupes humains est réduite. Deux enregistrements échappent à cette tendance : l'un dans les Alpes occidentales, mais il s'agit d'études lacustres très peu sensibles à l'enregistrement d'impacts forts et ponctuels qui se produisaient à cette époque (Arnaud et al., 2012) ; l'autre intéresse les plateaux, versants et vallées du limousin au Néolithique Final et n'identifie pas non plus les impacts ponctuels ; son auteur l'explique par des spécificités culturelles, le mode d'exploitation,

ou encore par la nature particulière de ces régions de socle situées en altitude et peu propices à l'agriculture (Allée, 2003).

Cette première phase d'enregistrement de l'impact prend fin dans la plupart des cas entre 2300-2000 BC, c.-à-d. durant la transition Néolithique Final-Bronze Ancien. À ce moment là, les pratiques pastorales commencent à se généraliser en Europe centre-occidentale (Rösch, 2013), les techniques agricoles se développent, la population augmente et les impacts se généralisent (transition vers la phase II, Fig. 8-2). Il s'agit d'un moment d'instabilité et de péjoration climatique (événement de 4.2 ka BP) dont les impacts sur les sociétés sont encore à l'étude (p.ex. Carozza et al., 2015 ; Lespez et al., 2016). Cette transition vers une nouvelle étape de l'impact anthropique sur le milieu se produit également à Corent et au pied du versant du plateau de Cournon en Limagne (Ballut, 2000), ainsi qu'ailleurs dans le massif central et dans la plupart des secteurs de l'Europe occidentale nord-alpine avec assez peu de décalage chronologique.

La deuxième phase correspond à la plus grande partie de l'âge du Bronze (Fig. 8-2). Les impacts anthropiques deviennent sans aucun doute plus étendus et permanents. Mais les systèmes morpho- et pédosédimentaires ne les enregistrent pas de manière marquée, bien que des transformations notables de l'utilisation des sols se produisent à partir du Bronze Moyen (voir par ex. Arnaud et al., 2012) au fur et à mesure que la population et la taille des groupes humains augmentent. A l'échelle européenne, le Bronze Ancien et Moyen sont marqués par de fortes péjorations climatiques (4.2 ka BP, événement du Bronze Moyen ou Löss). Ces péjorations ont eu la capacité potentielle pour affecter à grande échelle les récoltes, provoquant des baisses démographiques sensibles en Europe centrale, sans pour autant causer de véritables ruptures (Tinner et al., 2003). Ce modèle de va-et-vient dans les systèmes socio-environnementaux au Bronze Ancien et Moyen en Europe centre-occidentale semble pouvoir être appliqué également à Corent et à la Limagne (Trément, 2011). *A contrario*, les cours d'eau anglais se démarquent singulièrement de ce modèle, les alluvions anthropogéniques étant très peu présentes, à l'image du Néolithique (voir Fig. 8-2) avec des baisses notables lors des péjorations climatiques (MacKlin, Lewin, & Jones, 2014).

Ce n'est qu'au Bronze Final que l'impact des sociétés sur l'érosion des sols à travers l'Europe occidentale devient sensible (Phase III). En Limagne, il semble relever plus d'une expansion spatiale que d'une intensification sur des sites de faible emprise. Le climat globalement favorable à cette période, la démographie croissante et la complexification sociale (groupes humains plus grands) seraient simultanément moteur et conséquence de cette dynamique (Fig. 8-2). Les lacs des Alpes occidentales, les versants de Limagne et du sud de l'Allemagne sont parmi les lieux qui enregistrent avec force cette augmentation de l'érosion des sols et du colluvionnement ; cette fois-ci, les rivières anglaises enregistrent aussi ce pic d'alluvions anthropogéniques (Ballut, 2000 ; Lang, 2003 ; Arnaud et al., 2012 ; MacKlin, Lewin, & Jones, 2014). Cependant, cette phase d'expansion des sociétés et de leurs impacts au Bronze Final semble assez irrégulière spatialement et temporellement, ce qui est peut être dû à l'insuffisante résolution de certaines études, ou peut traduire de vraies discontinuités géographiques.

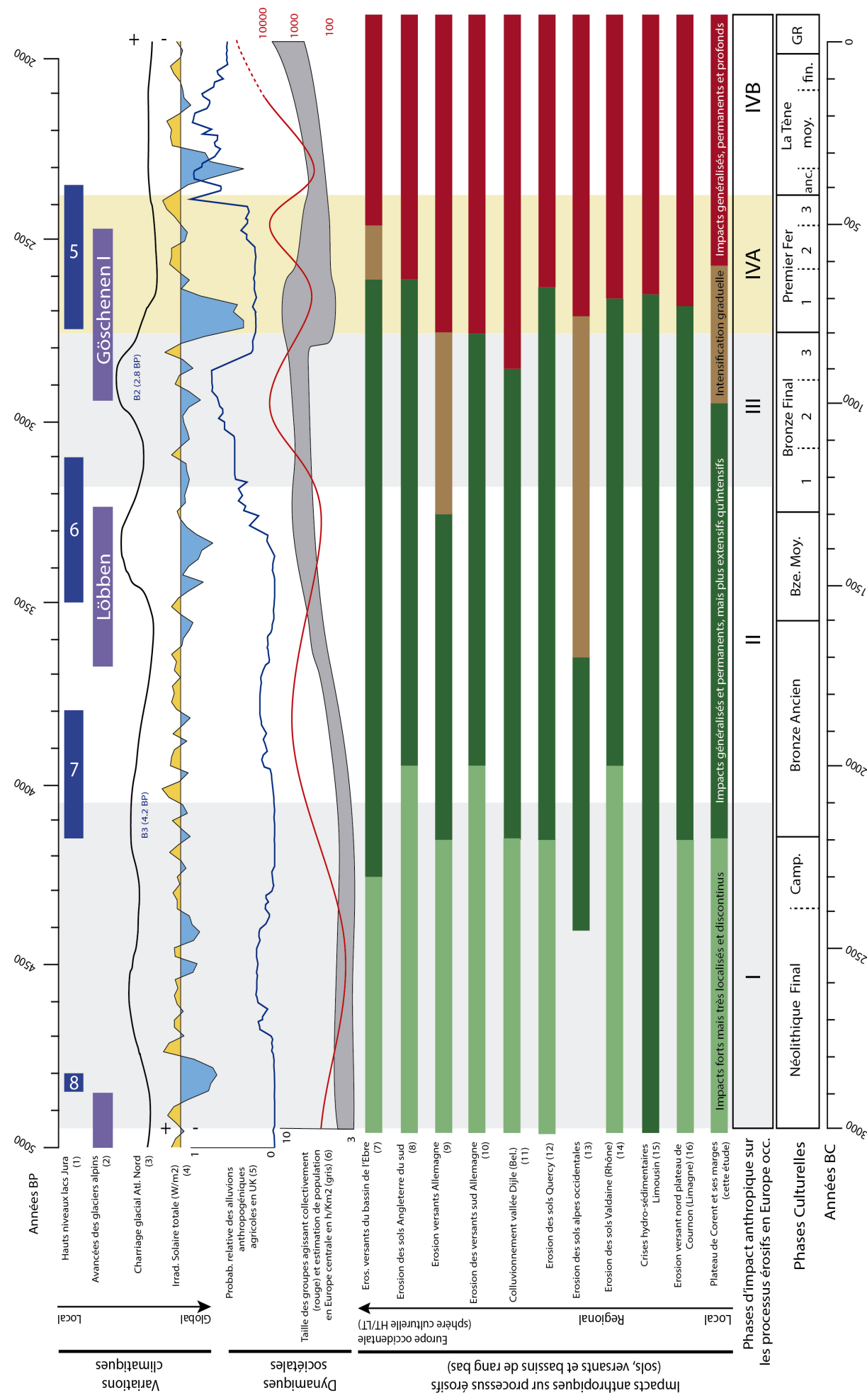
L'entrée dans l'âge du Fer est marquée par un accroissement majeur de l'érosion des sols, des dynamiques colluviales et alluvio-colluviales dans toute l'Europe occidentale nord-alpine (phase IVA, Fig. 8-2), que ce soit dans le Massif Central, dans le couloir Rhodanien ou en Europe centre-occidentale (Brown & Barber, 1985 ; Allée, 2003 ; Lang, 2003 ; Tinner et al., 2003 ; Fourmont, 2006 ;

Dreibrodt et al., 2010 ; Gebhardt, Occhietti, & Fechner, 2014 ; Peña-Monné, 2018). Les études chronologiquement plus précises (Favis-Mortlock, Boardman, & Bell, 1997 ; Bertran, 2004 ; Notebaert & Berger, 2014) montrent que cette crise érosive se produit entre 700 et 600 BC, ce qui est aussi le cas à Corent. Ceci indique d'une part qu'elle est postérieure à la phase de péjoration climatique de 2.8 BP (ou au moins à son paroxysme), d'autre part qu'elle pourrait être liée à l'adoption généralisée de l'outillage en fer, qui a lieu en France Centrale entre 700 et 650 BC (Milcent, 2004).

Dans le même temps, les tendances démographiques semblent à la stagnation ou à la décroissance en Europe centrale au premier âge du Fer, alors que la taille des groupes humains augmente vers la fin de la période. L'accroissement de l'érosion des sols et l'altération des zones humides ne semblent donc pas liés aux besoins de subsistance accrus d'une population plus nombreuse, mais plutôt aux innovations techniques et aux modifications sociétales potentiellement en lien avec la complexification sociale croissante et les phénomènes de proto-urbanisation qui culminent au premier Fer 3 (Fernández-Götz, 2018).

De manière contraire, les alluvions anthropogéniques n'augmentent pas à cette période en Grande Bretagne, mais indiquent un signal très bas. Cela pourrait provenir de lacunes dans les données pour cette période, mais plus vraisemblablement toucherait à la dynamique de stockage sédimentaire et aux délais de relargage des sédiments des versants que ces stockages induisent (MacKlin, Lewin, & Jones, 2014). Dans d'autres synthèses régionales portant sur les épisodes d'alluvionnement en Europe, le 1<sup>er</sup> âge du Fer n'est pas toujours une période d'alluvionnement intense (par ex. Hoffmann, Lang, & Dikau, 2008 ; Berger, 2015). Des délais de transfert et des temps de résidence pluriséculaires du sédiment sont habituels dans les grands systèmes même après des impacts anthropiques forts (Houben et al., 2012 ; Hoffmann, 2015 ; Verstraeten et al., 2017). La question d'un potentiel décalage entre la production des colluvions du premier âge du Fer et son relargage postérieur dans les systèmes fluviaux principaux d'Europe centro-occidentale reste, de ce fait, toujours difficile à régler. Ce sont ainsi les versants et les vallées de faible rang qui sont le plus susceptibles d'affiner nos connaissances sur l'érosion des sols à cette période.

Au deuxième âge du Fer, les processus d'érosion des sols et de colluvionnement initiés dans les siècles précédents s'accroissent dans la plus grande partie de l'Europe occidentale celtique. En dépit d'une petite péjoration climatique au début de la période (Buntgen et al., 2011), le contexte climatique plutôt favorable, l'augmentation graduelle de la population et l'émergence des premiers *oppida* au nord des Alpes sont sans doute les causes d'un forçage anthropique de plus en plus fort et permanent des systèmes naturels. Les dépôts d'alluvions anthropogéniques britanniques sont en phase avec cette augmentation de l'impact (MacKlin, Lewin, & Jones, 2014). Dans les grands systèmes fluviaux européens, le détritisme devient plus marqué à la fin du deuxième âge du Fer voire au début de l'Antiquité, montrant que les transferts hydrosédimentaires versants-vallées ont augmenté du fait de l'impact anthropique cumulé sur les sols et la végétation (Hoffmann, Lang, & Dikau, 2008 ; Houben et al., 2012 ; MacKlin, Lewin, & Jones, 2014 ; Berger, 2015).



**Figure 8-2. Synthèse des phases de forçage anthropique sur les processus érosifs (sols, versants et bassins versants de faible rang) à l'échelle de l'Europe occidentale nord-alpine (sphère culturelle Hallstatt/La Tène), au regard des dynamiques sociales et climatiques. Sources des données :** (1) Magny, 2013; (2) Holzhauser, Magny, & Zumbühl, 2005; Joerin et al., 2008; (3) Bond et al., 1997; Bond et al., 2001; (4) Steinhilber et al., 2012; (5) Macklin, Lewin, & Jones, 2014; (6) Zimmermann, Hilpert, & Wendt, 2009; Zimmermann, 2012; (7) Peña-Monné, 2018; (8) Favis-Mortlock, Boardman, & Bell, 1997; (9) Dreibrödt et al., 2010; Dotterweich & Dreibrödt, 2011; (10) Lang, 2003; Henkner et al., 2017; (11) Notebaert et al., 2011; Verstraeten et al., 2017; (12) Bertran, 2004; (13) Arnaud et al., 2012; (14) Notebaert & Berger, 2014; (15) Allée, 2003; Allée & Lespez, 2004; (16) Ballut, 2000.



Cette mise en perspective montre que si le forçage anthropique des systèmes morpho-sédimentaires à grande échelle se généralise pendant le deuxième âge du Fer et la période antique en Europe occidentale, son origine est dans la modification des régimes d'érosion des sols et de colluvionnement qui se produit dès le début de l'âge du Fer (800 à 600 BC). Corent constitue un très bon exemple de ces mécanismes qui seraient potentiellement en lien avec les avancées techniques de la période et l'émergence du phénomène proto-urbain puis urbain.

A l'échelle de l'Europe occidentale, le premier âge du Fer constitue donc une rupture par rapport aux systèmes socio-environnementaux de l'Age du Bronze. Elle préfigure les nouvelles modalités d'exploitation et d'impact sur le milieu qui se renforceront durant le millénaire suivant jusqu'à la fin de l'Antiquité. L'homme s'émancipe largement des oscillations hydro-climatiques. Quelques reculs ponctuels de ses activités n'entraveront jamais plus durablement la progression constante du forçage anthropique, assurant l'entrée du monde Hallstattien dans l'anthropocène.

### **3-Proto-urbanisation et interaction socio-environnementale au premier millénaire BC en Limagne méridionale : une approche systémique**

#### **3.1-Résilience et cycles adaptatifs : une application à l'analyse des systèmes socio-environnementaux**

Cette troisième partie discute de manière détaillée les dynamiques socio-environnementales du 1<sup>er</sup> millénaire BC en Limagne méridionale. Ce millénaire se caractérise par le forçage définitif des systèmes naturels et l'entrée dans l'anthropocène, en même temps que se développent les processus de proto-urbanisation. Cette analyse utilise le cadre conceptuel des cycles adaptatifs, qui dérive de la théorie de la résilience (Gunderson & Holling, 2002). Principalement développé dans la dernière décennie, ce cadre conceptuel est aujourd'hui non seulement l'un des plus employés mais aussi celui qui présente le plus de potentiel pour la conceptualisation et l'analyse intégrée des systèmes socio-environnementaux actuels et passés (p.ex. Allcock, 2017 ; Roberts et al., 2018). L'utilisation des cycles adaptatifs permet une compréhension intégrée des systèmes socio-environnementaux complexes en les plaçant dans un cadre conceptuel commun. Il est particulièrement pertinent lorsque des variables de nature diverse s'emboîtent et interagissent à différentes échelles spatio-temporelles (Widlok et al., 2012 ; Zimmermann, 2012 ; Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017 ; Peters & Zimmermann, 2017).

Le concept cycles adaptatifs repose sur la théorie de la résilience socio-écologique développée depuis les années 1970 (Holling, 1973). Elle se base sur l'idée que la stabilité et le changement sont les deux composantes principales du système socio-environnemental. La stabilité temporelle d'un système socio-environnemental dépend d'états d'équilibre fonctionnels dynamiques, à travers lesquels il transite en décrivant une trajectoire cyclique. Ces états d'équilibre dynamique maintiennent toujours les mêmes relations entre eux à plusieurs échelles spatiales et temporelles, et les processus de réajustement et d'adaptation entre eux se font en fonction de changements permanents et dynamiques (Gunderson & Holling, 2002).

Les racines de cette approche conceptuelle la rendent très attractive pour les géographes, les géomorphologues, ainsi que pour les archéologues (Butzer, 2005 ; Dearing, 2008 ; Grimm, Riel-Salvatore, & Bradtmöller, 2017). Elle présente aussi l'avantage de ne pas demander une pondération des facteurs à différentes échelles, ni de séparer la partie sociétale de la partie de environnementale du système. En outre, elle est très focalisée sur l'adaptabilité des sociétés et des environnements au changement, et sur les équilibres complexes qui semblent bien plus refléter la réalité des systèmes socio-environnementaux que les déterminismes simplistes et rigides (Butzer, 2012 ; Widlok et al., 2012).

Les cycles adaptatifs sont gouvernés par trois variables génériques fondamentales (Fig.8-3A), qui peuvent correspondre à des paramètres concrets dans chaque système : le potentiel, la connectivité et la résilience. La résilience se définit comme « la capacité d'un système à retourner à son état original après une perturbation » (Holling, 1973 ; Gunderson & Holling, 2002). Elle peut aussi être comprise comme l'inverse de la vulnérabilité. Elle est la plupart du temps difficile à mesurer dans les systèmes socio-environnementaux, bien que certaines études suggèrent une relation inverse avec la démographie et la complexification sociale (Zimmermann, 2012 ; Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017 ; Peters & Zimmermann, 2017).

Le potentiel est en lien avec la capacité d'accumuler l'énergie libre dans le système, et son interprétation diverge selon les études (Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017). On peut le définir de deux manières complémentaires : soit comme la marge de croissance dont dispose un système, alors que l'énergie libre est abondante et qu'il est capable de l'acquérir ; soit à l'inverse comme l'énergie qui a été capturée et emmagasinée à l'intérieur du système. Cette conception du potentiel acquis est celle que nous utiliserons ci-dessous.

La connectivité est sans doute la variable la moins bien définie des cycles adaptatifs. Elle peut se définir comme le degré d'interdépendance du système et des relations qui le composent. Dans la pratique, elle est souvent associée au degré d'exploitation du système, à sa complexité, ou à son degré de flexibilité/rigidité (Gunderson & Holling, 2002 ; Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017).

Quatre fonctions ou états systémiques successifs, empruntés à la théorie économique, sociologique et écologique, sont définis dans le cycle adaptatif indépendamment de son échelle spatiale ou temporelle (Fig. 8-3A) : croissance ou exploitation (R), rigidité ou conservation (K), relâchement ( $\Omega$ ) et réorganisation ( $\alpha$ ). Ces états concernent aussi bien les systèmes naturels (succession végétale dans une forêt p. ex.) que les systèmes sociétaux ou socio-environnementaux (Gunderson & Holling, 2002). Pendant l'étape de croissance ou d'exploitation du système (R), il acquiert du potentiel et gagne en connectivité et résilience. C'est le moment de l'expansion, de l'exploitation des ressources et de la capitalisation du potentiel, de la croissance de la population, de la redistribution des excédentaires et de la création de nouveaux réseaux (Zimmermann, 2012).

La phase de conservation (K) représente l'état « mûr » et de tension extrême du système. Durant cette phase, le potentiel acquis est maximum (et celui de croissance encore possible minimum), la connectivité est maximale, avec une tendance à l'homogénéisation et à la perte de résilience : le système devient vulnérable. Cette étape est typiquement caractérisée dans les systèmes naturels par une conservation des ressources et une structure en équilibre (forêt climacique, par ex.) ou pour un système géomorphologique à un état d'équilibre des formes proche du seuil d'instabilité (Dearing, 2008). Dans les systèmes socio-environnementaux, elle se caractérise par une intensification de

l'exploitation des ressources, par la standardisation des solutions, par la création de réserves. Cependant la rigidité et les relations de dépendance ou tensions sociétales augmentent et le décalage entre les rendements décroissants et le coût croissant de la complexification du système peut faire diminuer sa résilience drastiquement (Zimmermann, 2012 ; Cumming & Peterson, 2017).

C'est seulement quand le système se trouve dans cet état de vulnérabilité accrue qu'un agent externe au système (climatique ou sociétal) peut le déstabiliser et le faire basculer dans la phase suivante. Cette perturbation externe mène le système à une phase de relâchement ( $\Omega$ ), prenant parfois la forme d'une crise voire d'un effondrement (Butzer, 2012 ; Cumming & Peterson, 2017). Cette phase est beaucoup plus imprévisible que les deux précédentes, car elle est gouvernée par des processus rapides et chaotiques (Gunderson & Holling, 2002). Elle implique une forte perte de résilience, de connectivité et du potentiel acquis (libération d'énergie ou de ressources systémiques emmagasinés). La phase  $\Omega$  n'est pas forcément négative, dans la mesure où elle peut être perçue comme la possibilité d'une régénération nécessaire (Zimmermann, 2012). Différents types de relâchement sont possibles en termes environnementaux : résistance, recul, perte de fonctionnalité, perte de complexité, réorganisation, dispersion, etc. (Gunderson & Holling, 2002). Au niveau sociétal, on observe une perte des valeurs et des organisations traditionnelles, une dé-légitimation des élites, voire une émigration, dans un contexte de confusion et d'improvisation généralisées (Zimmermann, 2012).

Une fois le relâchement finalisé, le système rentre dans la phase de réorganisation ( $\alpha$ ). Elle se caractérise par une connectivité basse, un potentiel de croissance élevé et une résilience en augmentation graduelle. Elle correspond à une re-stabilisation du système où les conditions pour une nouvelle phase de croissance s'établissent. C'est aussi typiquement une phase de flexibilité, de mobilité (géographique et sociétale), d'innovation, de rénovation et d'exploration de voies et d'organisations alternatives. C'est à ce moment également qu'une sortie du système peut se produire vers un régime présentant des conditions et fonctionnant à des échelles totalement différentes. Le système peut aussi se réorganiser et se maintenir dans un régime similaire. Des cycles adaptatifs fonctionnant à différentes échelles emboîtées (concept de panarchie, Gunderson & Holling, 2002) peuvent ainsi influencer directement des cycles à d'autres échelles : par exemple, des événements rapides dans les cycles de rang inférieur peuvent modifier les processus lents de cycles fonctionnant à grande échelle spatiale et temporelle.

Les cycles adaptatifs sont le plus souvent employés comme un cadre conceptuel métaphorique et qualitatif pour interpréter et conceptualiser les dynamiques non linéaires des jeux de données socio-environnementaux (Widlok et al., 2012 ; Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017 ; Cumming & Peterson, 2017). Beaucoup plus rarement, ils sont utilisés comme un cadre opérationnel pour analyser quantitativement les évolutions et les états de systèmes naturels et socio-environnementaux et fournir des clés pour leur gestion durable (Dearing, 2008 ; Angeler et al., 2015).

### **3.2-Technique, sociétés et environnement : une trajectoire non linéaire en Limagne au 1<sup>er</sup> millénaire BCE**

Cette section propose d'examiner les résultats acquis sur le plateau de Corent et ses marges au premier millénaire BC en se référant au concept des cycles adaptatifs. Les variables que nous avons sélectionnées relèvent de celles les plus fréquemment utilisées dans l'analyse de systèmes socio-environnementaux : variables environnementales ou de subsistance (climat, intensité de l'exploitation des ressources naturelles) et sociétales telles que la démographie, le degré d'organisation ou la technologie (Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017).

Parmi les variables environnementales, les principaux indicateurs acquis dans la Narse de la Sauvetat (qui offre un signal micro-régional représentatif de l'ensemble du système) concernent l'eau, les sols et la végétation. Ils ont été synthétisés sans pour autant qu'on perde de vue les dynamiques très locales livrées par l'étude du Lac du Puy. Les variables sociétales ont été construites sur la base d'études concernant la complexification sociale et la proto-urbanisation, la démographie et l'évolution technique du niveau local au régional (Fig. 8-3B). L'ensemble des variables environnementales et sociétales sont ensuite interprétées en termes de potentiel, de connectivité et de résilience, pour identifier les différentes phases du cycle adaptatif. Plusieurs cycles adaptatifs ont pu être mis en évidence durant le premier millénaire BC, coïncidant approximativement avec les principales phases culturelles. Les trois siècles entre 1000 et 700 BC semblent être la fin d'un cycle adaptatif qui pourrait avoir été initié au début du Bronze Final. Un deuxième cycle s'étend de 700 BC au début de la conquête romaine, et contient deux cycles plus courts imbriqués qui s'étendent approximativement de 700 à 400 BC puis de 400 BC à 0 AD.

Entre 1000 et 800 BC, les variables environnementales montrent que dans un contexte de climat plutôt stable, les impacts anthropiques restent relativement modérés sur le plateau de Corent et ses marges. L'intensité des flux hydro-sédimentaires entre les versants et les zones de stockage fluviales est faible et l'hydrologie des zones humides n'est pas affectée par l'homme, que ce soit au Lac du Puy ou à la Narse de la Sauvetat. La déforestation a conduit à un paysage vraisemblablement fortement mais encore incomplètement ouvert par rapport à ce que sera la situation aux siècles suivants. L'ensemble de ces variables indiquent un niveau d'impact anthropique encore modéré probablement à mettre en relation avec des niveaux de subsistance plus modestes qu'à l'âge du Fer et une moindre population. Le Bronze Final 2 et surtout le Bronze Final 3 sont des moments de croissance démographique en plaine, de complexification sociétale et de perchement de l'habitat, avec l'apparition d'un habitat aggloméré de hauteur sur le plateau de Corent qui développe des échanges commerciaux à longue distance (Milcent, 2012 ; Milcent, Chassan, et al., 2014 ; Flottes, 2015 ; Ledger et al., 2015).

Du point de vue technique, la subsistance semble basée sur une exploitation agraire et pastorale des paysages (Ledger et al., 2015). Un cumul d'innovations des techniques et pratiques agraires s'est produit depuis le début de l'âge du Bronze : un parcellaire a été établi, l'araire et la traction animale se sont généralisés, la faucille est connue depuis le Bronze Moyen. Les synergies entre agriculture et pastoralisme sont bien maîtrisées et la technologie hydraulique a fait ses premières apparitions en Europe occidentale (Sigaut, 1985 ; Carozza et al., 2007 ; Mele et al., 2013 ; Rösch, 2013 ; Miret i Mestre, 2015). Le maintien des modalités d'exploitation par rapport à des périodes antérieures,

l'absence d'innovations importantes, et le contexte démographique et sociétal indiquent que le Bronze Final 3 correspond à la phase de conservation (K) d'un cycle adaptatif socio-environnemental (Fig. 8-3B).

Entre 825 et 700 BC, la forte péjoration climatique (Van Geel & Magny, 2002 ; Van Geel et al., 2014) qui marque la transition Subboréal-Subatlantique coïncide avec un abandon rapide et total des habitats de hauteur en France centrale, un grand changement culturel et une dispersion de la population dans un système d'habitat de plaine beaucoup plus simple, peut-être très mobile, pour lequel on n'a que très peu de traces archéologiques (Milcent, 2004, 2009 ; Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Riquier et al., 2015). La population totale pourrait même avoir décliné à cette période (Zimmermann, Hilpert, & Wendt, 2009), l'incertitude restant élevée du fait de la pauvreté des enregistrements archéologiques. Ces faits sociétaux suggèrent que cette période correspondrait à la phase finale de relâchement du cycle adaptatif qui culmine dans les siècles précédents. La cause de cette phase de relâchement qui affecte largement l'Europe occidentale nord-alpine a souvent été attribuée au moins partiellement à cette péjoration climatique.

A la même période à Corent, l'intensité du détritisme augmente légèrement, et l'ouverture du paysage semble devenir quasi-totale dans la plaine humide en contrebas, avec des traces de feux locaux suggérant une activité pastorale. Ceci indique que si la société connaît une certaine « crise », la pression anthropique sur les milieux de plaine ne se relâche pas et peut-être même se renforce légèrement, de manière analogue à d'autres secteurs de France Centrale (Riquier et al., 2015). Cela pourrait résulter d'une pression localement accrue sur les ressources primaires en temps de crise (système autarcique), surtout si les réseaux d'échanges sont dégradés (Cunliffe, 2011). La nature de ce relâchement systémique est donc à relativiser fortement en Limagne du sud : il semble certes impliquer une réorganisation sociétale, mais on est loin de l'effondrement complet des systèmes de subsistance, ceux-ci semblant maintenir leur trajectoire évolutive en Limagne comme ailleurs en France centrale (Riquier et al., 2015).

En poussant plus loin la réflexion, ce maintien des systèmes d'exploitation et de subsistance indiquerait plutôt que l'influence climatique a été secondaire dans la fin du cycle socio-environnemental du Bronze Final et de son modèle sociétal. Certaines études récentes à très haute résolution temporelle indiquent d'ailleurs que le début du recul culturel des sociétés du Bronze Final en Europe occidentale précéderait de quelques décennies la péjoration climatique de 2.8 ka BP (Armit et al., 2014). Il serait plutôt dû à des causes sociétales, peut-être à l'effondrement des réseaux commerciaux alimentant l'économie bronzienne du fait de l'arrivée de la métallurgie du fer, causes auxquelles se serait surimposée la péjoration climatique vers 750 BC qui aurait alors précipité son déclin.

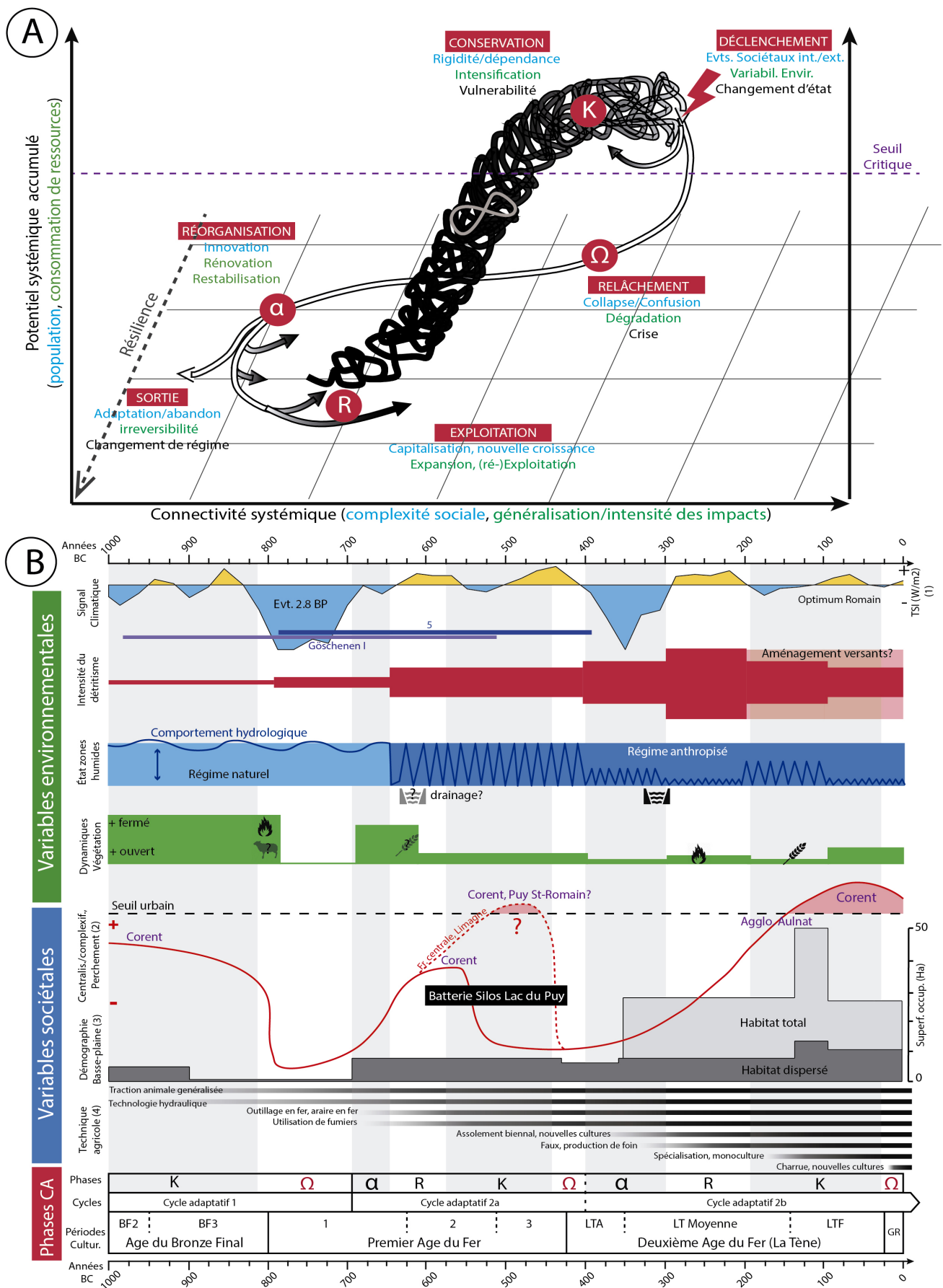


Figure 8-3. A. Représentation du cycle adaptatif de Gunderson et Holling, modifiée à partir de Burkhard, Fath, & Müller, 2011 et Fath, Dean, & Katzmaier, 2015. Les termes en bleu correspondent aux variables sociétales, en vert aux variables environnementales. La zone des boucles en noir du cycle est caractérisée par une résilience élevée. B. Synthèse des variables environnementales et sociétales et interprétation en termes de cycles adaptatifs, au cours du premier millénaire BC à Corent et en Limagne méridionale. Sources des données : (1) Irradiance solaire totale, hauts niveaux des lacs du Jura et avancées glaciaires dans les Alpes (Holzhauser, Magny, & Zumbühl, 2005 ; Joerin et al., 2008 ; Steinhilber et al., 2012 ; Magny, 2013b) ; (2) Milcent, 2012 ; (3) Trément et al., 2007 ; (4) Barker, 1985 ; Sigaut, 1985 ; Tinner et al., 2003 ; Milcent, 2004 ; Bertran, 2004 ; Bell & Walker, 2005 ; Lal, Reicosky, & Hanson, 2007 ; Bernigaud et al., 2014 ; Macklin, Lewin, & Jones, 2014 ; Miret i Mestre, 2015 ; Styring et al., 2017 ; Teuber et al., 2017 ; Cabanis et al., 2017 ; Henkner et al., 2017 ; Guy, 2018.

Même si la précision chronologique de ce travail de recherche ne permet pas d'élucider définitivement le poids respectif de la causalité climatique et humaine dans le basculement sociétal du VIII<sup>e</sup> siècle BC, les données que nous avons obtenues rendent possibles l'un ou l'autre des deux modèles présentés (climatique et socio-climatique). Dans les deux cas, une perturbation externe forte (fin du commerce du bronze ou péjoration climatique) fait tomber un système devenu très vulnérable dans la phase de relâchement. Cependant, les sociétés ont su sans doute s'adapter et passer à un état d'organisation plus simple et tout aussi efficace pour l'extraction des ressources du milieu, montrant une certaine aptitude, certes encore émergente, à s'émanciper des contraintes environnementales.

Le début du VII<sup>e</sup> siècle BC (700-650 BC) annonce un changement de tendance. Du point de vue climatique, les effets les plus violents de la péjoration du VIII<sup>e</sup> siècle BC s'estompent assez rapidement, même si les siècles suivants restent globalement plus humides que les périodes antérieures (Magny, 2013). Cela a probablement eu un effet négatif sur les productions agricoles (Tinner et al., 2003). L'habitat dispersé dans la plaine se densifie, puis s'agglomère graduellement en débutant timidement un nouveau cycle de complexification sociétale alors que de profondes mutations culturelles ont lieu (Milcent, 2004, 2009 ; Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Riquier et al., 2015).

C'est à ce moment également que deux innovations techniques importantes, déjà connues dans le siècle précédent, se généralisent (Fig. 8.3-B) : d'une part l'utilisation de fumier dans l'agriculture pour augmenter les rendements, et surtout la généralisation de l'outillage en fer entre 700 et 650 BC (Milcent, 2004). Le fer constitue une vraie révolution technique par rapport aux phases précédentes : le nouveau métal est plus résistant et surtout beaucoup plus abondant que l'étain et le cuivre. On peut souvent le trouver et l'extraire localement sans avoir recours à des réseaux complexes d'échanges sur de longues distances (Serneels, 2009). Cette disponibilité rend possible l'amélioration de tout une série d'outils métalliques (araire en fer, outillage à bras de coupe et aratoire) qui deviennent beaucoup plus efficaces. De nouveaux outils se développent également, améliorant sans doute sensiblement les rendements agricoles. Il en est résulté la généralisation de nouvelles pratiques d'extraction des ressources, qui ont facilité le défrichement et en rendu rentable l'appropriation de certains terroirs jusqu'ici peu exploités comme les zones aux substrats argileux lourds ou aux sols pierreux (Sigaut, 1985 ; Serneels, 2009). En Limagne méridionale, ces avancées ont probablement contribué à étendre, dans des étapes postérieures, les terres arables aux versants et surtout à la Limagne humide et ses cuvettes hydromorphes.

Cette première moitié du VII<sup>e</sup> siècle, caractérisée par des mutations culturelles importantes, des innovations techniques majeures et la re-stabilisation des systèmes sociétaux et environnementaux (pédogénèse sur le plateau de Corent, refermeture légère du paysage dans la Narse de la Sauvetat) peut sans doute être interprétée comme le point de départ d'un nouveau cycle socio-environnemental en Limagne (phase  $\alpha$  de réorganisation). Après 650 BC, aux changements qui se sont produits durant la première moitié du VII<sup>e</sup> siècle succèdent des impacts anthropiques plus forts et généralisés sur le milieu. Le climat redevient stable quoique encore humide, et les autres variables environnementales montrent que l'impact anthropique sur les milieux franchit un seuil quantitatif dans le bassin humide de la Narse, mais surtout qualitatif : l'intensité du détritisme est nettement accrue ce qui témoigne d'une érosion des sols beaucoup plus importante, la saturation en eau des bas-fonds n'est plus permanente mais devient irrégulière (niveau phréatique plus bas et

assèchement, éventuellement du fait d'un drainage ; inondations épisodiques) ; le paysage devient plus ouvert et il y a peut-être un début d'agriculture dans la Narse de la Sauvetat (Fig. 8-3B).

On peut identifier dans cet ensemble de changements un phénomène, attesté ailleurs en France, de conquête généralisée de nouvelles terres y compris dans les zones humides (Milcent, 2004, 2009 ; Riquier et al., 2015). Elle semblerait surtout être le fruit des innovations techniques cumulées qui permettent désormais de drainer les zones humides (Mele et al., 2013 ; Bernigaud et al., 2014 ; Miret i Mestre, 2015) et de labourer des sols lourds argileux. Ce changement n'a sans doute pas été mineur en Limagne où beaucoup des terres les plus fertiles, les terres noires de Limagne, étaient susceptibles de fournir des hauts rendements à condition qu'on soit capable de les exploiter. Les innovations techniques cumulées (traction animale, araire et outillage divers en fer, capacité de drainage) et peut-être un léger accroissement de la population dans un contexte d'agrégation graduelle d'unités d'habitation éparses (Milcent, 2004) ont sans doute été les principaux moteurs de ce changement, libérant un grand potentiel agricole latent. Cette phase, qui s'étend jusqu'au début du VI<sup>e</sup> siècle BC, peut être assimilée à la phase d'exploitation (R) du modèle, au cours de laquelle une nouvelle croissance est engagée permettant de capitaliser une expansion agraire et l'exploitation de nouvelles ressources. C'est pendant cet intervalle de la fin du VII<sup>e</sup> et le début du VI<sup>e</sup> siècle BC que les phénomènes de complexification sociale, de concentration et de perchement de l'habitat se relancent en Gaule centre-orientale et également à Corent. Il s'agit des prémices des agglomérations princières hallstattiennes qui reposent sur de nouvelles bases culturelles dont l'origine remonte à un ou deux siècles (Milcent, 2004, 2012). Leur émergence, bien que liée au commerce tel qu'il est traditionnellement considéré (Cunliffe, 1999, 2011 ; Milcent, 2004, 2007, 2013 ; Fernández-Götz, 2018), est sans doute aussi nourrie par un nouveau mode d'exploitation du territoire beaucoup plus intensif que jusqu'ici.

Vers le milieu du VI<sup>e</sup> siècle BC, le système socio-environnemental de Limagne méridionale semble entrer graduellement dans une nouvelle dynamique. L'ensemble des variables environnementales se maintiennent globalement identiques à la période précédente, les principales variations étant du domaine sociétal (Fig. 8-3B). L'agglomération proto-urbaine du premier Fer 2 de Corent atteint son apogée puis est détruite par le feu vers 550 BC. Elle laisse ensuite sa place à une petite occupation pendant le premier Fer 3. La pression maintenue de manière continue sur le milieu de la basse plaine humide suggère qu'à l'échelle de la Limagne du sud, les processus d'intensification de l'exploitation, et donc probablement la concentration de l'habitat et la proto-urbanisation, ne seraient pas interrompus pour des raisons environnementales. Cette tendance est partagée avec la France Centrale et les données synthétisées en Limagne indiquent que ces processus se sont en Limagne du sud poursuivis pendant le premier Fer 3. Il semblerait que le déficit de sites de hauteur pour cette période serait plutôt dû à un biais de la recherche archéologique (Milcent, 2004, 2007, 2012 ; Milcent & Mennessier-Jouannet, 2007 ; Fernández-Götz, 2018).

La fouille récente (2015) au Puy Saint-Romain, à peine à 4,5 km à vol d'oiseau de Corent, est particulièrement révélatrice. Ce puy est plus élevé (781 m) que celui de Corent et gouverne la rive orientale de l'Allier. Un rempart qui aurait peut-être ses origines au Bronze Final 3, mais qui aurait été fonctionnel au Premier Fer 3 avant sa destruction à la fin de la période, y a été découvert en sondage (Couderc, 2015, 2017). Cette fortification encerclerait le plateau. Elle pourrait peut-être témoigner d'une agglomération d'importance au premier Fer 3 sur le Puy Saint-Romain, suggérant une potentielle continuité dans les processus d'agglomération et de proto-urbanisation à l'échelle de



la Limagne du sud en dépit de l'abandon du site de Corent. Cette tendance au perchement de l'habitat et à la fortification serait donc cohérente avec les dynamiques attestées en France Centrale. C'est aussi entre 600 et 425 BC que l'excavation de la grande batterie de silos du Lac du Puy de Corent a eu lieu (Mayoral et al., 2018 et chapitre 4). Qu'elle soit associée à l'occupation du site du premier Fer 2 ou à celle plus petite du premier Fer 3, ces centaines de silos témoignent dans les deux cas d'un stockage massif et centralisé d'excédents agricoles.

Dans l'ensemble, le stockage de ressources, le perchement de l'habitat et la fortification sont indicateurs de l'arrivée du système à une phase de conservation (K) dans le cycle adaptatif (Gronenborn et al., 2014 ; Bradtmöller, Grimm, & Riel-Salvatore, 2017). Celle-ci est caractérisée par un arrêt de la croissance et une augmentation des tensions sociales (Zimmermann, 2012). La complexification du système devient maximale en même temps que celui-ci devient plus vulnérable. L'absence d'innovations techniques majeures à cette période et le maintien du milieu sous une forte pression indiquent que le potentiel d'extraction et de mise en valeur des ressources du système est proche de son maximum.

En Europe Centrale et en Gaule centre-orientale, des agglomérations « princières » très étendues se développent (Vix, Bourges, Heuneburg) avec des traits proto-urbains marqués. Elles nourrissent un commerce fleurissant avec les peuples de la Méditerranée (Phocéens, Etrusques). Ces agglomérations durent à peine trois ou quatre générations à la fin du premier Fer 3, puis déclinent très vite, probablement du fait d'une réorganisation commerciale en Méditerranée et des axes du commerce traversant l'Europe tempérée (Milcent, 2004, 2007 ; Cunliffe, 2011 ; Fernández-Götz, 2018). En Limagne du sud, cet effacement du système princier du Hallstatt final pourrait avoir été synchrone du reste de la Gaule centre orientale, à en juger par la destruction du rempart du Puy Saint Romain à ce moment là (Couderc, 2015, 2017). La transition entre le premier Fer 3 et le début de la Tène ancienne (450-400 BC), qui correspondrait à cette phase de relâchement, montre cependant que l'impact environnemental ne fléchit pas en Limagne du sud. Il reste très similaire à celui de la phase précédente en termes d'érosion des sols et d'état des zones humides (Fig. 8-3B). Le fait que les bases de la subsistance ne semblent pas fondamentalement modifiées indique que la fin du monde Hallstattien en Limagne méridionale serait liée à des facteurs sociétaux externes plus qu'à des facteurs environnementaux et qu'il concerne plus les élites et les agglomérations que les fondements du système productif agraire.

Le IV<sup>e</sup> siècle BC, c.-à-d. la plus grande partie de la Tène ancienne et le début de la Tène moyenne, se déroule dans un contexte de péjoration climatique (Buntgen et al., 2011). Celle-ci est cependant plus brève et moins intense que celle du VIII<sup>e</sup> siècle BC. Cependant, les flux détritiques entre les versants et la plaine en contrebas augmentent encore dès le début du siècle dans un paysage végétal quasi totalement ouvert. La Narse de la Sauvetat acquiert un régime hydraulique qui indique que des activités de drainage ont lieu, à l'instar du marais de Sarliève (Trément, 2011). La population de la Limagne semble légèrement augmenter par rapport à la phase antérieure et une nouvelle phase de développement d'agglomérations se produit dès le début de la Tène moyenne (Trément et al., 2007). Durant cette période, de nouvelles innovations techniques voient aussi le jour : à la culture de nouvelles espèces (Cabanis et al., 2017) s'ajoute très probablement la généralisation de la pratique de l'assolement biennal, avec la jachère et la rotation partielle des cultures. Cette pratique, qui peut impliquer un état à nu du sol pendant l'automne et l'hiver, peut multiplier la valeur annuelle de l'érosion du sol (Favis-Mortlock, Boardman, & Bell, 1997 ; Bell & Walker, 2005 ; Lal, Reicosky, &

Hanson, 2007 ; Boardman, 2013). En outre, la métallurgie du fer continue à se développer et les outils deviennent plus abondants et spécialisés : l'apparition de la faux a permis d'améliorer les rendements et de produire du foin en abondance, ce qui à son tour facilite l'extension de la traction animale (Sigaut, 1985 ; Serneels, 2009). L'ensemble de ces innovations forme un complexe technologique rétroalimenté qui aboutit à un accroissement très significatif de la production agricole.

Ce siècle, caractérisé par l'innovation technique et la constitution d'un nouveau savoir-faire technologique agricole basé sur l'utilisation du fer, semble donc bien correspondre à la phase de réorganisation et de reprise sociétale ( $\alpha$ ) après le relâchement de la fin du premier âge du Fer (fig. 8-3B). Les principaux moteurs de ce nouveau cycle socio-environnemental et de complexification sociale au deuxième âge du Fer semblent donc être les évolutions techniques, la démographie croissante et l'exploitation accrue du milieu. Le fait qu'il se produise pendant une phase de péjoration climatique suggère que l'émancipation de la société par rapport aux contraintes climatiques est désormais forte.

Le III<sup>e</sup> siècle BC renoue avec un climat plutôt clément. Les variables environnementales indiquent que l'impact sur les systèmes naturels continue à s'accroître, l'intensité du détritisme entre les versants et la basse plaine étant plus forte que jamais, et les zones humides étant fortement anthropisées et perturbées (drainage, feux locaux, ouverture du paysage, hydrologie irrégulière au Lac du Puy). Ces signaux concordent avec le contexte général de croissance démographique, de complexification et de concentration de l'habitat (développement de l'agglomération de plaine d'Aulnat-Gandaillet quelques km au nord de Corent). Ces caractéristiques suggèrent qu'il s'agit de la phase de croissance (R) du cycle adaptatif, au cours de laquelle le système né au siècle précédent se consolide.

Aux II<sup>e</sup> et I<sup>er</sup> siècles BC, cette dynamique de croissance semble s'essouffler graduellement au fur et à mesure qu'elle arrive à maturité. Alors que le climat continue à être favorable (entrée dans l'optimum climatique romain), la pression anthropique sur les sols demeure très forte. La maîtrise croissante de l'hydraulique ainsi probablement que celle des terrasses agricoles permettent de contenir efficacement les retours systémiques négatifs (érosion des sols, principalement) dans le bassin de la Narse de la Sauvetat. L'amélioration des structures agraires semble accompagner l'intensification agricole. La quantité de sédiments entrant dans la cuvette et son hydromorphie continuent de se réduire. Pourtant, le degré d'impact anthropique est assurément élevé dans un bassin qui est à ce moment sans doute cultivé, tout comme l'est le marais de Sarliève (Trément et al., 2007 ; Trément, 2011). Au Lac du Puy, la perturbation hydrosédimentaire devient maximale. De nouvelles techniques agricoles telles que la spécialisation et la monoculture (Cabanis et al., 2017) contribuent sans doute à augmenter l'agression des sols et s'ajoutent aux innovations antérieures. La démographie de la plaine continue à augmenter et les populations à se concentrer. Vers la fin de la période, les processus d'urbanisation, de complexification sociale, et de perchement de l'habitat qui sont communs à toute la Gaule, se manifestent par la naissance et la consolidation de l'*oppidum* de Corent vers le milieu du II<sup>e</sup> siècle BC. Il continuera à se développer jusqu'à la romanisation.

Les deux derniers siècles avant le changement d'ère représentent la fin de la période de croissance et d'installation de la phase de conservation du cycle adaptatif. L'intensification croissante de l'exploitation des systèmes semble jusqu'ici compensée par le développement de la technique

agraire qui accroît et maintient les rendements. Elle permet indirectement la complexification de l'habitat et l'émergence des *oppida* fortifiés du bassin clermontois, peut-être concurrents (Darteville & Mennessier-jouannet, 2009). Ces villes assoient leur emprise sur de vastes territoires et développent des réseaux commerciaux à longue distance. Elles témoignent d'une dynamique de conservation du potentiel accumulé, dans un contexte qui vire en Gaule à l'instabilité politique et sociologique au I<sup>er</sup> siècle BC. Le système atteint sans doute à ce moment un état de rigidité et de vulnérabilité inégalé sur le plan sociétal mais aussi environnemental.

C'est dans cet état fragilisé que se produisent les troubles politiques qui aboutiront à la conquête romaine peu avant le changement d'ère. La romanisation est ici le facteur externe qui va déclencher le rapide relâchement du système, suivi de la réorganisation complète et accélérée du schéma territorial d'exploitation (fin des *oppida*, naissance d'*Augustonemetum*, réseaux ruraux de *villae*, etc.). Les améliorations techniques importantes apportées par le monde romain (charrue à versoir, maîtrise de l'hydraulique, nouvelles cultures) permettent de relancer un nouveau cycle ascendant de croissance, caractérisé par une intensification marquée de l'exploitation des sols et des zones humides. Il en résultera la maîtrise de l'environnement et des milieux naturels ainsi que leur artificialisation quasi absolue, de façon tout à fait comparable à celle du monde moderne.

### **3.3- Proto-urbanisation, intensification et valeurs culturelles : un essai d'interprétation du chemin complexe des sociétés de Limagne méridionale vers l'anthropocène**

Les sections précédentes de cette discussion ont montré que le premier millénaire BC en Limagne se caractérise par la concomitance de plusieurs phénomènes qui semblent reliés : intensification de l'exploitation des ressources naturelles (notamment la végétation et les sols), évolution technique et émancipation des sociétés humaines des contraintes hydroclimatiques, maîtrise croissante de l'eau et des zones humides (drainage et vraisemblablement endiguement). Ces phénomènes, qui peuvent marquer en Limagne méridionale l'entrée dans l'anthropocène, semblent en relation directe avec les cycles de complexification sociale et avec l'émergence non-linéaire des premières agglomérations proto-urbaines, puis urbaines qui se produisent à l'échelle de l'Europe occidentale nord-alpine.

Dans le détail, la succession de cycles d'agglomération et de complexification des habitats sont séparées par des périodes de recul culturel et de simplification. Cependant, celles-ci n'impliquent pas un repli total et les impacts environnementaux sont maintenus forts. Au cours du millénaire, ils semblent quant à eux avoir plutôt une trajectoire de croissance continue. Cela indique que le système de production et d'extraction des ressources agropastorales est globalement maintenu, indépendamment de ces reculs culturels. Il constitue donc le socle sur lequel à chaque fois se développe un nouveau cycle de complexification, dans une trajectoire globalement ascendante.

Surtout depuis le début du premier âge du Fer, le climat semble devenir un facteur d'arrière-plan face aux dynamiques sociétales, au fur et à mesure que l'homme s'émancipe des contraintes environnementales. Si les cycles de complexification sociale profitent sans doute des bonnes conditions climatiques, les péjorations semblent de moins en moins les ébranler durablement, et sont suivies par des phases d'innovation et de réorganisation. C'est plutôt les facteurs sociétaux

externes (modification des réseaux commerciaux, par ex.) et internes (évolution technique, démographie, etc.) qui semblent être le facteur principal des essors et des reculs, dont les effets sont amplifiés ou contrebalancés par les oscillations climatiques.

Dans cette trajectoire, les sociétés recherchent et côtoient sans cesse le point d'équilibre entre les avantages et les coûts (environnementaux, sociétaux) de leur complexification croissante (Cumming & Peterson, 2017). Elles arrivent à repousser de plus en plus loin le moment d'atteindre le seuil de vulnérabilité. C'est cette tendance endogène et récurrente vers la complexité et la concentration urbaine qui est vraiment la caractéristique essentielle de l'évolution non linéaire des systèmes socio-environnementaux en Limagne méridionale de la toute fin de l'Age du Bronze à la conquête romaine. Durant la plus grande partie de ces cycles, l'exploitation toujours plus forte des ressources environnementales sur fond de démographie croissante permet et alimente la complexification sociale ; en retour, celle-ci exige et facilite une intensification agropastorale jusqu'à aboutir au forçage généralisé du système et à son entrée dans l'anthropocène.

En revanche, la question de l'origine du processus est bien plus complexe : est-ce la complexification ou l'intensification qui en assurent le démarrage ? Il a souvent été argumenté que les dynamiques naturelles de croissance démographique peuvent alimenter les cycles culturels (Zimmermann, 2012). Si ce schéma peut être valable pour les sociétés et les dynamiques culturelles des périodes préhistoriques, la croissance démographique mécanique en absence de contraintes naturelles est un schéma trop déterministe et ne suffit pas à expliquer l'émergence protohistorique des cycles de complexification et d'intensification. L'intensification, tant du point de vue technique que sociétal, a des coûts (directs ou cachés) non négligeables. Les sociétés ne s'engagent pas vers l'intensification sans une bonne raison, sauf dans un système clos où l'extensification n'est plus possible, ce qui n'était certainement pas le cas dans les périodes pré-et protohistoriques en Europe tempérée. Il est donc peu vraisemblable que des processus spontanés d'intensification de l'exploitation des ressources et de croissance démographique, portés par un climat favorable, mènent à eux seuls vers la complexification, la proto-urbanisation et en dernière instance le dépassement du seuil de forçage systémique qui marquerait l'entrée dans l'anthropocène. Des facteurs complémentaires de l'amorce de cette trajectoire vers la complexification sont donc nécessaires et résident probablement dans la nature même du phénomène urbain.

A la différence d'autres formes du peuplement la ville héberge, indépendamment de la démographie, des activités particulières qui ne produisent pas des ressources de subsistance mais centralisent, drainent et consomment avidement les excédents (artisanat, commerce, politique, religion, etc.), en même temps qu'elles externalisent les impacts environnementaux. Certaines de ces activités sont perceptibles à Corent et son territoire dès le premier âge du Fer. Elles sont évidemment susceptibles de nécessiter une intensification importante de l'exploitation de son territoire proche (Milcent, 2012 ; Danielisova & Hajnalova, 2014 ; Styring et al., 2017). Bien qu'elles illustrent bien la relation de la ville avec son territoire et les ressources naturelles, les activités propres aux sites urbains n'expliquent pourtant pas l'émergence du phénomène de complexification.

La complexification est peut-être à chercher dans des phénomènes intimement associés au fait urbain et qui ne semblent *a priori* que très peu concerner l'exploitation des ressources naturelles : la constitution d'élites, la hiérarchisation sociale accrue ou la centralisation du pouvoir et du contrôle sociétal. Tous ces phénomènes sont pourtant des cristallisations d'une forme de rapport au monde,

où la société cherche de plus en plus à s'approprier et consommer les ressources et l'énergie du système, au-delà de ses besoins réels. Ce passage d'une économie de subsistance à une économie productiviste est également au cœur du phénomène urbain lui-même. Les élites et les hiérarchies complexes, dont le développement est systématiquement associé à la centralisation et l'émergence du phénomène proto-urbain au nord des Alpes (Galinié, 2000 ; Galinié et al., 2009 ; Milcent, 2009 ; Cunliffe, 2011 ; Fernández-götz, Wendling, & Winger, 2014), sont sans doute le fer de lance de cette mutation sociétale.

Cet élément est fondamental pour comprendre l'origine de la complexification des sociétés qui, à terme, va aboutir aux phases d'intensification de l'exploitation des ressources et à la proto-urbanisation. Il est étroitement relié au domaine des idées et des systèmes de valeurs. Si les idéologies élitaires sont beaucoup plus anciennes que la proto-urbanisation, elles ont toujours stimulé la hiérarchisation et la complexification sociétale en s'appuyant, dès des périodes anciennes comme le Néolithique, sur le contrôle des excédents productifs et de la population. Ces phénomènes culturels rompent avec les schémas d'organisation de sociétés égalitaires et hétérarchiques qui ne semblent favoriser ni la centralisation, ni la complexification, et ne semblent pas être compatibles avec l'émergence d'agglomérations proto-urbaines ou urbaines (Fernández-Götz, 2018).

Ce n'est que l'effet de ces facteurs idéologiques sur des conditions démographiques et environnementales propices qui peut expliquer le déclenchement des cycles de complexification qui aboutissent à l'intensification de l'exploitation des milieux et à la constitution d'agglomérations urbaines. Les principaux résultats de cette thèse sont cohérents avec cette lecture matérialiste, mais aussi possibiliste et humaniste, des processus socio-environnementaux dans la mesure où elle montre une émancipation graduelle de l'homme et la prédominance croissante des facteurs sociétaux sur les environnementaux dans les processus proto-urbains du premier millénaire BC.

La trajectoire socio-environnementale en Limagne méridionale, au moins à l'âge du Fer, semble plus relever des choix humains que du déterminisme naturel. Peut-être inconscients dans un premier temps, ces choix deviennent rapidement conscients et manifestes : la plupart des *oppida* et des agglomérations fortifiées répondent à des fondements prémédités plus qu'à une évolution naturelle ; ils sont porteurs d'une nouvelle idéologie du pouvoir, de la hiérarchisation et de la centralisation (Fichtl, 2005 ; Fernández-götz, Wendling, & Winger, 2014). Cette lecture des processus socio-environnementaux du premier millénaire BC se situe donc très loin du déterminisme environnemental et des effets sociétaux mécaniques, mais au contraire concerne l'homme et le choix des idées qui gouvernent ses choix socio-économiques et sa relation avec le milieu.

Une fois les cycles de complexification sociale et d'intensification de l'exploitation des ressources et des impacts sont enclenchés, ils sont difficilement désamorçés. Même dans des phases de blocage ou de recul, l'héritage culturel assure la continuité et la reprise relativement rapide de la concentration, de la hiérarchisation et de la complexification sociétales, ce qui exemplifie le pouvoir d'influence des héritages sociétaux acquis sur le long terme sur les cycles socio-environnementaux plus courts (Gunderson & Holling, 2002). Ainsi au cours de l'âge du Fer, les élans répétés de complexification, faibles au début et freinés par les contingences sociétales externes, finissent par atteindre et dépasser un seuil d'émancipation et de résilience qui est suffisant pour garantir la continuité du phénomène urbain, et la permanence et la profondeur de ses impacts jusqu'à nos jours.

Ce sont donc les idées et les valeurs culturelles des sociétés qui sont à l'origine du changement de leur rapport avec le pouvoir et les ressources, en privilégiant leur accumulation et leur contrôle. Si ces processus de longue haleine aboutissent au forçage des systèmes environnementaux et à l'entrée dans l'anthropocène, l'émergence du phénomène urbain en constitue sans doute une étape fondamentale. L'interaction socio-environnementale lors de l'apparition des premières villes, en Europe occidentale ainsi que dans d'autres régions, est donc une thématique majeure pour la recherche scientifique des années à venir. Les défis environnementaux des sociétés contemporaines, dont les systèmes économiques et sociétaux avides de capital, accumulateurs de pouvoir et prédateurs de ressources ont conduit à l'entrée dans une nouvelle phase d'anthropisation sans précédent, sont finalement mus par des idées qui ont leurs racines dans la préhistoire.





## **SYNTHÈSE ET CONCLUSION GÉNÉRALE**

---





# SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE

---

Ce travail de recherche a mis en œuvre une approche géoarchéologique multi-indicateurs pour analyser les impacts et les forçages anthropoclimatiques sur les paysages du plateau de Corent et de ses marges de la fin du Néolithique à la période romaine. Une cartographie géomorphologique détaillée du secteur d'étude a été réalisée en s'appuyant sur l'analyse de données LiDAR et la prospection de terrain. Deux secteurs ont été sélectionnés pour conduire des prospections géoarchéologiques approfondies : i) le Lac du Puy, un petit bassin à proximité immédiate du site archéologique sur le plateau volcanique de Corent, et ii) la Narse de la Sauvetat, un grand bassin hydromorphe dans la basse-plaine marno-calcaire située au pied du versant sud-ouest du plateau.

Des sondages géoarchéologiques ont été réalisés dans la cuvette du Lac du Puy, conduisant à la découverte d'une batterie d'un millier de silos de stockage de la fin du premier âge du Fer. Les résultats de cette campagne de terrain ont également permis de reconstruire le cadre chrono-stratigraphique et les grands traits de l'évolution hydro-morpho-sédimentaire et pédologique de la cuvette. L'analyse géoarchéologique multi-proxys de plusieurs carottes sédimentaires a fourni davantage de précisions sur l'évolution environnementale du Lac du Puy. L'impact anthropique y est nettement perceptible au long de cinq millénaires et apparaît depuis le Néolithique moyen comme le principal facteur de contrôle de l'évolution paléoenvironnementale du bassin jusqu'à son anthropisation complète.

En contrebas de ce site de plateau, dans le bassin de la Narse de la Sauvetat, l'étude géomorphologique a révélé que la cuvette hydromorphe dérive de la fermeture par un glissement de terrain d'une paléo-vallée qui était située au pied du versant sud-ouest du puy de Corent. Cet événement s'est probablement produit au début du Subboréal. Les grandes phases de l'évolution de la cuvette ont pu être reconstruites, d'un fonctionnement alluvial au Pléistocène Supérieur jusqu'à des dynamiques hydromorphes et palustres, sous l'effet du contrôle aval exercé par le barrage de la vallée à partir du Néolithique Final, mettant en évidence le fort potentiel paléoenvironnemental de la cuvette. L'analyse géoarchéologique multi-proxys de trois carottes sédimentaires, combinée aux résultats d'analyses malacologiques externes à cette thèse, a permis de retracer l'évolution environnementale de l'ensemble de la partie basse de la cuvette hydromorphe entre le Néolithique Final et le début du Moyen Âge.

Les résultats obtenus dans le Lac du Puy et la Narse de la Sauvetat ont été intégrés dans le système morpho-sédimentaire plus large de l'ensemble du plateau et de ses marges entre 3000 BC et le changement d'ère, puis mis en perspective géographique et temporelle à l'échelle de l'Europe occidentale nord-alpine. L'évolution du système socio-environnemental de Corent et de Limagne méridionale au premier millénaire BC a été analysée en détail, en discutant le rôle des phénomènes de proto-urbanisation dans le forçage des systèmes morpho-sédimentaires qui marque l'entrée dans l'anthropocène.

## **L'évolution du système morpho-sédimentaire de Corent et ses marges du Néolithique à la romanisation : des premiers impacts anthropiques au forçage environnemental généralisé**

Les impacts sur les sols, les processus érosifs et le système morphosédimentaire à Corent et en Limagne du sud ont connu quatre phases entre le Néolithique Final et la romanisation. Ces étapes d'intensification croissante de l'exploitation et de ses impacts sont communes à de nombreux sites localisés en Europe occidentale nord-alpine.

Au Néolithique Final, le système morphosédimentaire de Corent et ses marges montre des impacts parfois très forts, mais très circonscrits aux sols du plateau de Corent. Cette détérioration des sols du plateau a pu causer son abandon graduel par les sociétés du Néolithique Final.

Les âges du Bronze ancien et moyen sont marqués par des instabilités hydroclimatiques associées aux péjorations de 4.2 et 3.5 ka BP. Celles-ci affectent fortement les points bas du relief. Les sociétés de ces périodes ne semblent avoir que faiblement impacté les systèmes morpho-sédimentaires et les zones humides, que ce soit sur le plateau de Corent ou dans la basse-plaine. De nouvelles modalités d'exploitation du territoire et des ressources naturelles, sans doute liées à un agro-pastoralisme qui semble très étendu mais peu intensif au regard des impacts sur les sols, peuvent expliquer ce phénomène. Les sociétés semblent encore partiellement soumises aux contraintes environnementales qui conditionnent fortement leurs activités dans les points bas du relief. En revanche, les déplacements des occupations vers les positions de hauteur relèvent sans doute plutôt de phénomènes sociétaux.

Au Bronze final, les données recueillies témoignent des premiers signes d'une intensification des impacts sur les sols et les processus érosifs. C'est la première fois où l'intensité du détritisme augmente à l'échelle micro-régionale. Ces dynamiques, communes à l'Europe occidentale, sont à mettre en relation avec la croissance démographique et la complexification sociale qui les accompagnent. A cette période, une importante agglomération de hauteur se développe à Corent, sans pour autant impacter fortement les sols du plateau.

À la transition entre l'âge du Bronze et l'âge du Fer, un recul culturel et de grandes mutations sociétales sont concomitantes d'une péjoration climatique intense. Les sites de hauteur sont abandonnés et les impacts anthropiques sur les sols et les milieux humides cessent brièvement sur le plateau de Corent. En revanche, ils ne fléchissent pas sur les versants ni dans la basse-plaine. Dès le VII<sup>e</sup> siècle BC ces impacts reprennent vigoureusement, avec une intensité du détritisme et une érosion des sols subitement accrues sur les versants et dans la plaine, ainsi qu'une probable mise en culture des zones humides.

Sur le plateau de Corent, cet accroissement des impacts est rapidement suivi de l'apparition d'une petite agglomération qu'accompagne l'aménagement de la grande batterie de silos dans le Lac du Puy. Le premier âge du Fer constitue ainsi un seuil majeur dans le régime des impacts anthropiques affectant le système morpho-sédimentaire de Corent et de ses marges : les nouvelles modalités des impacts et l'augmentation synchrone de leur intensité dans toutes les positions topographiques indiquent un degré de forçage et d'indépendance des contraintes environnementales qui tranche

nettement avec les périodes précédentes. Ce seuil du premier âge du Fer est perceptible de manière assez synchrone à l'échelle de l'Europe occidentale. Il pourrait marquer du point de vue géomorphologique l'entrée du monde celtique dans l'anthropocène.

Le forçage du système morpho-sédimentaire, des sols et des zones humides ne fait que s'intensifier tout au long du deuxième âge du Fer, que ce soit sur le plateau ou dans la basse-plaine. Cependant après le III<sup>e</sup> siècle BC, les sociétés semblent acquérir une maîtrise de l'environnement et des techniques agraires suffisantes pour en limiter les conséquences négatives sur les sols (construction de terrasses par ex.). À la fin de la période, alors qu'émergent les *oppida* du bassin Clermontois, le forçage anthropique est devenu sans doute généralisé à l'échelle de la Limagne. La romanisation et les nouveaux modes d'exploitation intensive du territoire qu'elle engendre augmentent encore le degré d'artificialisation des systèmes naturels, qui devient alors absolu.

## **Le rôle central des processus de proto-urbanisation dans l'évolution du système socio-environnemental de Corent et de Limagne méridionale au premier millénaire BC**

En Limagne méridionale, le premier millénaire BC marque le forçage définitif du système morphosédimentaire par les activités humaines, en même temps que se développent des processus de complexification sociale qui conduisent au phénomène de proto-urbanisation. Le système socio-environnemental suit une trajectoire globalement marquée par le progrès qui ne se produit pas de façon continue, mais sous la forme de cycles pluri-séculaires de complexification sociétale et d'intensification de l'exploitation des ressources naturelles.

Un premier cycle arrive à maturité à la fin de l'âge du Bronze. Il implique des pressions d'exploitation et intensités d'impact sur les systèmes morpho-sédimentaires relativement faibles. Il est difficile d'établir le poids du climat dans la fin de ce cycle face aux facteurs sociétaux externes (fin des réseaux commerciaux atlantiques du bronze, par ex.). Cependant, l'impact anthropique sur les milieux ne fléchit pas et le socle productif agropastoral est maintenu. Ceci indique qu'on est très loin d'un effondrement complet du système et souligne la résilience et l'indépendance déjà relativement importantes des sociétés du Bronze final face aux aléas externes.

Un second cycle débute au VII<sup>e</sup> siècle BC : les innovations techniques (métallurgie du fer, hydraulique, etc.) semblent permettre une expansion de l'agriculture et une intensification des impacts dans de nombreux terroirs, dont notamment les cuvettes hydromorphes de Limagne, libérant un potentiel agricole jusqu'ici non exploité. Cet essor agricole a certainement largement contribué à l'essor de la population et à son regroupement graduel, à la complexification sociale et au démarrage d'un cycle de proto-urbanisation en Limagne méridionale au premier âge du Fer. Les occupations archéologiques liées à cette phase restent encore méconnues.

Le cycle d'intensification et de complexification du premier âge du Fer se termine vers 400 BC en Limagne méridionale, mais le maintien de l'impact anthropique sur l'environnement indique que les causes de la disparition des agglomérations proto-urbaines hallstattiennes sont à rechercher dans les dynamiques sociétales (réorganisation des réseaux d'échanges, par ex.). L'impact environnemental sur les sols, les processus érosifs et les zones humides continue à s'accroître durant le siècle suivant :

en dépit du recul apparent des processus de complexification sociale et de proto-urbanisation, l'intensification de l'exploitation agro-pastorale s'inscrit dans une dynamique d'essor permanent qui se prolonge depuis plusieurs siècles.

Un troisième cycle de complexification sociale et d'intensification de l'exploitation du milieu commence au IV<sup>e</sup> siècle BC. Les innovations techniques (outillage perfectionné en fer) et agraires (assolement biennal, monoculture) de la Tène ancienne et moyenne font augmenter les rendements. Le forçage du système morpho-sédimentaire s'amplifie, et les *oppida* fortifiés de Limagne sont édifiés à La Tène finale. Les effets négatifs de l'intensification semblent être contenus grâce à une maîtrise plus importante du système agricole et hydrosédimentaire (terrasses, gestion hydraulique), lesquels sont de plus en plus artificialisés. C'est la perturbation externe que représente la conquête romaine qui démantèle le système socio-environnemental de Limagne méridionale. Celui-ci était peut-être arrivé à ses limites et se trouvait dans une phase de fragilité et de troubles politiques. La romanisation amène des nouvelles techniques et formes d'organisation agricole permettant d'accroître encore l'intensification de l'exploitation et les impacts sur l'environnement, par une maîtrise quasi absolue des systèmes naturels qui durera plusieurs siècles.

Les trois cycles socio-environnementaux identifiés en Limagne au premier millénaire BC sont nourris par une rétro-alimentation des mécanismes de complexification sociale et d'intensification de l'exploitation des ressources, ainsi que par la démographie et les innovations techniques. L'envergure croissante de ces cycles successifs repousse sans cesse plus loin le seuil de résilience du système socio-environnemental, vers des états d'équilibre où le forçage du système morphosédimentaire est de plus en plus important. Les niveaux de complexité de plus en plus élevés ont finalement abouti à l'émergence du phénomène proto-urbain puis urbain. En même temps, ils ont conduit au forçage généralisé du système morphosédimentaire et à son entrée dans l'anthropocène qu'on peut situer au VII<sup>e</sup> siècle BC en Limagne méridionale.

Dans cette coévolution société-environnement, les facteurs environnementaux externes tels que le climat, semblent avoir finalement un rôle assez secondaire. La trajectoire d'impact croissant sur les milieux, sans phases de recul d'importance, témoigne d'une émancipation des sociétés des contraintes environnementales dès le début de l'âge du Fer. C'est en revanche certainement les dynamiques sociales (internes et externes) qui contrôlent l'amorce et le déclin des cycles de complexification et d'intensification. Parmi les mécanismes internes aux sociétés, le passage d'une économie de subsistance vers une économie productiviste, dont les élites et les hiérarchies sociales sont le fer de lance, est certainement à l'origine de ces cycles. C'est l'incidence des idéologies centralisatrices et accumulatrices de pouvoir et de ressources sur des conditions environnementales et sociétales propices, qui explique le déclenchement de la complexification sociétale et l'intensification. C'est probablement dans ce changement du rapport des sociétés avec le pouvoir et les ressources naturelles que réside la clé de l'émergence des premières agglomérations urbaines, et simultanément celle de l'entrée des systèmes morphosédimentaires de Limagne méridionale et du monde celtique dans l'anthropocène. La trajectoire des sociétés et des environnements en Limagne méridionale semble donc depuis le début de l'âge du Fer largement dirigée par les idées et les choix socio-économiques humains.

## Limites méthodologiques et perspectives de recherche

Ce travail s'est focalisé sur les secteurs de la zone d'étude contenant les meilleures archives sédimentaires et donc présentant le plus de potentiel pour l'analyse géoarchéologique et paléoenvironnementale. Il manque des données sur les versants du Puy de Corent, où les accumulations sédimentaires et les dynamiques colluviales n'ont pas pu être analysées directement. Ces milieux de pente devront faire l'objet de travaux futurs pour permettre l'étude intégrée de la cascade sédimentaire entre le plateau et la basse-plaine. Ce travail a aussi souffert de l'absence de données sur la dynamique hydrogéomorphologique de l'Allier pendant l'Holocène Moyen et Récent, dont la reconstruction fournirait un signal hydroclimatique régional précieux.

L'analyse géoarchéologique multi-indicateurs développée ici a également montré quelques limites. Dans de futures recherches, l'accent devra être mis sur une quantification plus systématique et précise des analyses (micromorphologie ou signal incendie, par exemple). Cette quantification est indispensable pour la modélisation du système socio-environnemental. Des développements tels que les bilans sédimentaires ou les analyses fréquentielles cumulatives au niveau micro-régional ne seront possibles que dans le cadre de travaux futurs plus ambitieux. Différentes difficultés ont parfois entravé le dialogue multidisciplinaire, telles que le manque de connaissance archéologique pour certaines périodes ou la rareté des approches d'archéologie spatiale à l'échelle du plateau et de la Limagne. La rareté ou le mauvais calage chronologique des données palynologiques en Limagne reste un écueil important qui a pu être partiellement contourné par l'apport de la malacologie.

Les résultats de ce travail de thèse permettent d'envisager des prolongements à cette recherche géoarchéologique. Ils seront centrés sur l'évolution des systèmes socio-environnementaux protohistoriques, l'émergence du phénomène proto-urbain, l'identification des premiers forçages morpho-sédimentaires et les seuils d'entrée des sociétés dans l'anthropocène. Un élargissement géographique de la zone d'étude serait la suite naturelle de ce travail, avec des nouvelles fenêtres d'observation réparties dans la sphère culturelle du monde celtique : localement (marais de Sarliève au pied de Gergovie), régionalement (marais de Bourges, par ex.), et supra-régionalement (centre-nord de la Péninsule Ibérique ou sud de l'Allemagne, par ex.). Il s'agirait de rechercher un gradient environnemental et culturel afin d'enrichir, d'approfondir et de nuancer les résultats obtenus à l'occasion de ce premier travail de recherche.

Dans une optique plus large, un élargissement spatial et temporel des thématiques développées dans ce travail est souhaitable. Elles pourraient être développées dans des zones où le phénomène de proto-urbanisation et le forçage des systèmes morphosédimentaires sont plus anciens (Méditerranée) ou beaucoup plus tardifs (Europe du Nord, autres continents, par ex.). C'est seulement en intégrant simultanément à la réflexion la composante géographique et la profondeur temporelle, que l'on peut espérer arriver à une compréhension certes jamais totale, mais sans doute plus complète du cheminement des sociétés vers l'anthropocène.





## BIBLIOGRAPHIE





# BIBLIOGRAPHIE

---

- Adderley, W. P., Wilson, C. A., Simpson, I. A., & Davidson, D. A. (2010). Anthropogenic Features. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 569–588). Elsevier.
- Alfonso, G. (2013). Rapport de Diagnostic. Les-Martres-de-Veyre, Puy-de-Dôme, Auvergne. 17 rue du Lot.
- Allcock, S. L. (2017). Long-term socio-environmental dynamics and adaptive cycles in Cappadocia, Turkey during the Holocene. *Quaternary International*, 446, 66–82.
- Allée, P. (2003). Dynamiques hydrosédimentaires actuelles et holocènes dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne (Limousin, Hautes Cévennes, Maures). Habilitation à Diriger les Recherches: Contribution à l'étude des discontinuités spatiotemporelles dans le fonctionnem. Université de Limoges.
- Allée, P., & Lespez, L. (2004). De l'océanique au méditerranéen , la disparité des réponses morphosédimentaires holocènes dans les massifs anciens. In P. Allée & L. Lespez (Eds.), *L'érosion entre société, climat et Paléoenvironnement*. Clermont-Ferrand: Presses Universitaires Blaise Pascal.
- Alley, R. B., & Ágústsdóttir, A. M. (2005). The 8k event: cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24, 1123–1149.
- Alley, R. B., Marotzke, J., Nordhaus, W. D., Overpeck, J. T., Peteet, D. M., Pielke, R. A., Pierrehumbert, R. T., Rhines, P. B., Stocker, T. F., Talley, L. D., & Wallace, J. M. (2003). Abrupt climate change. *Science*, 299, 2005–10.
- Angeler, D. G., Allen, C. R., Garmestani, A. S., Gunderson, L. H., Hjerne, O., & Winder, M. (2015). Quantifying the Adaptive Cycle. *PLoS ONE*, 10, 1–17.
- Anthony, J. W. (John W. (1990). *Handbook of mineralogy*. Mineral Data Pub.
- Armit, I., Swindles, G. T., Becker, K., Plunkett, G., & Blaauw, M. (2014). Rapid climate change did not cause population collapse at the end of the European Bronze Age. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 111, 17045–17049.
- Arnaud, F., Poulénard, J., Giguët-Covex, C., Wilhelm, B., Révillon, S., Jenny, J.-P., Revel, M., Enters, D., Bajard, M., Fouinat, L., Doyen, E., Simonneau, A., Pignol, C., Chapron, E., Vannièrre, B., & Sabatier, P. (2016). Erosion under climate and human pressures : An alpine lake sediment perspective. *Quaternary Science Reviews*, 152, 1–18.
- Arnaud, F., Révillon, S., Debret, M., Revel, M., Chapron, E., Jacob, J., Giguët-Covex, C., Poulénard, J., & Magny, M. (2012). Lake Bourget regional erosion patterns reconstruction reveals Holocene NW European Alps soil evolution and paleohydrology. *Quaternary Science Reviews*, 51, 81–92.

- Arnaud, F., Serralongue, J., Winiarski, T., Desmet, M., & Paterne, M. (2006). Pollution au plomb dans la Savoie antique (II–IIIe s. apr. J.-C.) en relation avec une installation métallurgique de la cité de Vienne. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 244–252.
- Arnaud-Fassetta, G. (2008). La géoarchéologie fluviale. *EchoGéo*.
- ASCONIT/HYDRATEC. (2007). Schéma d'aménagement et de gestion des eaux du bassin versant de l'Allier Aval-Complément et mise à jour des connaissances sur la dynamique fluviale de l'Allier entre Vieille Brioude et le Bec d'Allier.
- B.R.G.M. (2015). Carte Géologique de la France à 1:50000, feuille 765 (Massiac).
- Bajard, M., Poulenard, J., Sabatier, P., Develle, A. L., Giguët-Covex, C., Jacob, J., Crouzet, C., David, F., Pignol, C., & Arnaud, F. (2017). Progressive and regressive soil evolution phases in the Anthropocene. *Catena*, 150, 39–52.
- Bajard, M., Sabatier, P., David, F., Develle, A.-L., Reyss, J.-L., Fanget, B., Malet, E., Arnaud, D., Augustin, L., Crouzet, C., Poulenard, J., & Arnaud, F. (2016). Erosion record in Lake La Thuile sediments (Prealps, France): Evidence of montane landscape dynamics throughout the Holocene. *The Holocene*, 26, 350–364.
- Ballut, C. & Argant, J. (2004). Les dynamiques géomorphologiques et environnementales dans la Limagne humide de Clermont-Ferrand du Néolithique au début de l'Age du Fer. In 5e Rencontres méridionales de Préhistoire récente Auvergne et Midi. Clermont-Ferrand.
- Ballut, C. (2000). Evolution environnementale de la Limagne de Clermont-Ferrand au cours de la seconde moitié de l'holocène (Massif central français). Université de Limoges.
- Ballut, C. (2001). Evolution géomorphologique et hydrologique dans les marais de Limagne au cours de la seconde moitié de l' Holocène ( Massif central , France ) / Geomorphological and hydrological evolution in the Limagne swamps during the second part of the Holocene. *Quaternaire*, 12, 43–51.
- Ballut, C., & Guichard, V. (2005). Anthropisation et milieu humide en Limagne de Clermont-Ferrand depuis le Neolithique. In C. Petit (Ed.), *Occupation et gestion des plaines alluviales dans le Nord de la France de l'âge du Fer à l'époque gallo-romaine* (pp. 135–141). Besançon: Presses Universitaires de Franche-Comté.
- Barker, G. (1985). *Prehistoric Farming in Europe*. Cambridge University Press.
- Bauer, A. M., & Ellis, E. C. (2018). The Anthropocene Divide: Obscuring Understanding of Social-Environmental Change. *Current Anthropology*, 59, 000–000.
- Beach, T., Dunning, N., & Doyle, M. (2008). Geoarchaeology and geomorphology: Soils, sediments, and societies. A special issue of geomorphology. *Geomorphology*, 101, 413–415.
- Beauger, A., Voldoire, O., Mertens, A., Cohu, R. Le, & Vijver, B. Van De. (2015). Two new Navicula species (Bacillariophyceae) from western Europe. *Phytotaxa*, 230, 172–182.

- Beauger, A., Wetzel, C. E., Voltaire, O., Garreau, A., & Ector, L. (2016). *Sellaphora labernardierei* (Sellaphoraceae, Bacillariophyta), A new epilithic species from French spring and four new combinations within the genus *Sellaphora*. *Phytotaxa*, 260, 235–246.
- Becze-Deák, J., Langohr, R., & Verrecchia, E. P. (1997). Small scale secondary CaCO<sub>3</sub> accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 76, 221–252.
- Begon, J. C., & Jamagne, M. (1973). Sur la genese de sols limoneux hydromorphes en France. *Pseudogley & Gley Genesis and Use of Hydromorphic Soils*.
- Bell, M., & Walker, M. J. C. (2005). *Late Quaternary Environmental Change: Physical and Human Perspectives*. Prentice Hall.
- Bennett, R., Welham, K., Hill, R. A., & Ford, A. (2012). A Comparison of Visualization Techniques for Models Created from Airborne Laser Scanned Data. *Archaeological Prospection*, 19, 41–48.
- Berger, J.-F., Brochier, J. L., Vital, J., Delhon, C., & Thiébault, S. (2007). Nouveau regard sur la dynamique des paysages et l'occupation humaine à L'Âge du Bronze en moyenne vallée du Rhône. In H. Richard, C. Mordant, & M. Magny (Eds.), *Environnements et cultures à l'Age du Bronze en Europe occidentale* (p. 399). Paris: Editions du CTHS.
- Berger, J.-F. (2015). *Approche socio-environnementale du Néolithique à l'Anthropocène : quelques études intégrées de la Vallée du Rhône aux milieux Nord Méditerranéens*. Habilitation à Diriger les Recherches. Université de Lyon 2.
- Berger, J.-F., & Guilaine, J. (2009). The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: A Mediterranean perspective. *Quaternary International*, 200, 31–49.
- Berger, J.-F., Delhon, C., Magnin, F., Bonté, S., Peyric, D., Thiébault, S., Guilbert, R., & Beeching, A. (2016). A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espeluche-Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies. *Quaternary Science Reviews*, 136, 66–84.
- Berger, J.-F., Brochier, J. L., & Bravard, J.-P. (1999). La Géoarchéologie en France : définition et champs d'application. *Les nouvelles de l'archéologie*, 78.
- Berger, J.-F. (1995). Facteurs anthropiques et naturels de l'évolution des paysages romains et protomédiévaux du Bassin valdainais (Drôme). *L'homme et la dégradation de l'environnement*. XVèmes Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, 79–114.
- Berger, J.-F. (2006). Apports récents de la paléopédologie à la définition des phases de stabilité des pédopaysages holocènes nord méditerranéens. In *Hommage à R. Néboit-Guilhot, l'homme et l'érosion* (pp. 47–62).
- Berger, J.-F. (2006). Sédiments, dynamique du peuplement et climat au Néolithique ancien. In J. Guilaine (Ed.), *Populations néolithiques et environnements*. (pp. 155–212). Paris: Errance.

- Berger, J.-F., Magnin, F., Thiébault, S., & Vital, J. (2000). Emprise et déprise culturelle à l'Age du bronze : l'exemple du bassin valdainais (Drôme) et de la moyenne vallée du Rhône. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, 97, 95–119.
- Bernigaud, N., Berger, J.-F., Bouby, L., Delhon, C., & Latour-Argant, C. (2014). Ancient canals in the valley of Bourgoin-La Verpillière (France, Isère): morphological and geoarchaeological studies of irrigation systems from the Iron Age to the Early Middle Ages (8th century bc–6th century ad). *Water History*, 6, 73–93.
- Bertran, P. (2004). Soil erosion in small catchments of the Quercy region (southwestern France) during the Holocene. *The Holocene*, 14, 597–606.
- Birks, H. H., & Birks, H. J. B. (2006). Multi-proxy studies in palaeolimnology. *Vegetation History and Archaeobotany*, 15, 235–251.
- Blaauw, M. (2010). Methods and code for “classical” age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology*, 5, 512–518.
- Blond, S. (2007). L'atlas des routes royales de Trudaine . *Siècles*, 25, 66–82.
- Blott, S. J., & Pye, K. (2001). Gradistat: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237–1248.
- Boardman, J. (2013). Soil Erosion in Britain: Updating the Record. *Agriculture*, 3, 418–442.
- Boivin, P., & Thouret, J.-C. (2014). The Volcanic Chaîne des Puys: A Unique Collection of Simple and Compound Monogenetic Edifices. In M. Fort & M.-F. André (Eds.), *Landscapes and Landforms of France* (p. 274). Springer.
- Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Camus, G., De Goër, A., Gourgaud, A., Labazuy, P., De Larouzière, F.-D., Livet, M., Mergoïl, J., Miallier, D., Morel, J.-M., Vernet, G., & Vincent, pierre M. (2004). *Volcanologie de la Chaîne des Puys*. (P. N. R. des V. D'Auvergne, Ed.) (4e Edition.). Clermont-Ferrand: Université Blaise Pascal.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-bond, R., Hajdas, I., & Bonani, G. (2001). Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294, 2130–2136.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., DeMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., & Bonani, G. (1997). A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, 278, 1257–1266.
- Borgatti, L., & Soldati, M. (2002). The influence of Holocene climatic changes on landslide occurrence in Europe. In J. Rybar, J. Stemberk, & P. Wagner (Eds.), *Proceedings of the First European Conference on Landslides* (p. 748). Prague: CRC Press.
- Borgatti, L., & Soldati, M. (2010). Landslides as a geomorphological proxy for climate change: A record from the Dolomites (northern Italy). *Geomorphology*, 120, 56–64.

- Borja Barrera, F. (1993). Formaciones Superficiales Antrópicas. Aportacion al estudio del proceso Holoceno de antropización de los sistemas naturales. *Arqueología Espacial*, 16–17, 29–39.
- Borja Barrera, F. (2016). Open discussion: Geoarchaeology as Geoarchaeology. Newsletter of the IAG working group on geoarchaeology.
- Bornand, M., Callot, G., Favrot, J.-C., & Servat, E. (1968). Les sols du Val d'Allier, notice explicative de la carte pédologique au 1/100.000ème. Montpellier: INRA, Service d'étude des sols.
- Bouchard, A. (1959). Le Puy de Corent. *Revue de la Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne*, 25.
- Bouiller, R. (1979). Minute de la carte Géologique de la France à 1:50000, feuille 717 (Veyre-Monton). BRGM.
- Bradt Möller, M., Grimm, S., & Riel-Salvatore, J. (2017). Resilience theory in archaeological practice – An annotated review. *Quaternary International*, 446, 3–16.
- Brammer, H. (1971). Coatings in seasonally flooded soils. *Geoderma*, 6, 5–16.
- Bravard, J.-P. (2002). La morphodynamique fluviale, entre la géoarchéologie et la gestion des hydrosystèmes contemporains (Fluvial morphodynamics between geoarchaeology and the management of present hydrosystems). *Bulletin de l'Association de géographes français*, 79, 28–42.
- Bravard, J.-P., & Peiry, J.-L. (1999). The CM pattern as a tool for the classification of alluvial suites and floodplains along the river continuum. *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*, 163, 259–268.
- Bréhéret, J.-G., Macaire, J.-J., Fleury, A., Fourmont, A., & Soulié-Märsche, I. (2003). Indices de confinement dans les dépôts lacustres holocènes de Sarliève (Limagne, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 335, 479–485.
- BRGM. (1973). Carte Geologique 1/50.000 no693 (Clermont-Ferrand). (BRGM, Ed.). Orléans: BRGM.
- Briche, A., & Paupert, J. (2012). Stage de cartographie des formations superficielles - Puy de Corent. UBP.
- Brisset, E., Miramont, C., Guiter, F., Anthony, E. J., Tachikawa, K., Poulenard, J., Arnaud, F., Delhon, C., Meunier, J. D., Bard, E., & Suméra, F. (2013). Non-reversible geosystem destabilisation at 4200 cal. BP: Sedimentological, geochemical and botanical markers of soil erosion recorded in a Mediterranean alpine lake. *Holocene*, 23, 1863–1874.
- Brown, A. G. (1997). *Alluvial geoarchaeology*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Brown, A. G. (2008). Geoarchaeology, the four dimensional (4D) fluvial matrix and climatic causality. *Geomorphology*, 101, 278–297.
- Brown, A. G., & Barber, K. E. (1985). Late Holocene paleoecology and sedimentary history of a small lowland catchment in central England. *Quaternary Research*, 24, 87–102.
- Brown, A. G., Tooth, S., Bullard, J. E., Thomas, D. S. G., Chiverrell, R. C., Plater, A. J., Murton, J., Thorndycraft, V. R., Tarolli, P., Rose, J., Wainwright, J., Downs, P., & Aalto, R. (2017). The

- geomorphology of the Anthropocene: emergence, status and implications. *Earth Surface Processes and Landforms*, 42, 71–90.
- Brown, A., Toms, P., Carey, C., & Rhodes, E. (2013). Geomorphology of the Anthropocene: Time-transgressive discontinuities of human-induced alluviation. *Anthropocene*, 1, 3–13.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T., & Babel, U. (1985). *Handbook for soil thin section description*. Wolverhampton: WAINE Research publications.
- Buntgen, U., Tegel, W., Nicolussi, K., McCormick, M., Frank, D., Trouet, V., Kaplan, J. O., Herzig, F., Heussner, K.-U., Wanner, H., Luterbacher, J., & Esper, J. (2011). 2500 Years of European Climate. *Science*, 331, 578–582.
- Burga, C. A., Perret, R., & Zoller, H. (2001). Swiss localities of early recognized Holocene climate oscillations: Characterization and significance. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zuerich*, 146, 65–74.
- Burkhard, B., Fath, B. D., & Müller, F. (2011). Adapting the adaptive cycle: Hypotheses on the development of ecosystem properties and services. *Ecological Modelling*, 222, 2878–2890.
- Butzer, K. W. (2015). Anthropocene as an evolving paradigm. *Holocene*, 25, 1539–1541.
- Butzer, K. W. (1982). *Archaeology as Human Ecology: Method and Theory for a Contextual Approach*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Butzer, K. W. (2005). Environmental history in the Mediterranean world: Cross-disciplinary investigation of cause-and-effect for degradation and soil erosion. *Journal of Archaeological Science*, 32, 1773–1800.
- Butzer, K. W. (2008). Challenges for a cross-disciplinary geoarchaeology: The intersection between environmental history and geomorphology. *Geomorphology*, 101, 402–411.
- Butzer, K. W. (2011). *Geoarchaeology, Climate Change and Sustainability: A Mediterranean perspective*. The Geological Society of America-special paper, 476, 15.
- Butzer, K. W. (2012). Collapse, environment, and society. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 3632–3639.
- Buurman, P., Jongmans, a. G., & PiPujol, M. D. (1998). Clay illuviation and mechanical clay infiltration — Is there a difference? *Quaternary International*, 51–52, 66–69.
- Buxô, R., & Pons, E. (1999). Els productes alimentaris d'origen vegetal a l'adat del ferro de l'Europa occidental : de la producció al consum. Girona: Museo d'Arqueologia de Catalunya.
- Cabanis, M., Deberge, Y., Bouby, L., Hajnalová, M., Marival, P., Mennessier-Jouannet, C., Vermeulen, C., & Vernet, G. (2017). Changes in crop cultivation during the last five centuries before the Roman conquest: archaeobotanical investigation in the Clermont-Ferrand basin, Massif Central, France. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 9, 181–196.

- Canti, M., & Huisman, D. J. (2015). Scientific advances in geoarchaeology during the last twenty years. *Journal of Archaeological Science*, 56, 96–108.
- Carcaud, N., & Arnaud-Fassetta, G. (2014). *La géoarchéologie française au XXI<sup>e</sup> siècle = French geoarchaeology in the 21st century*. CNRS éditions.
- Carey, C. J., Brown, T. G., Challis, K. C., Howard, A. J., & Cooper, L. (2006). Predictive Modelling of Multiperiod Geoarchaeological Resources at a River Confluence: a Case Study from the Trent-Soar, UK. *Archaeological Prospection*, 13, 241–250.
- Carozza, L., Berger, J., Burens, A., & Marcigny, C. (2015). Society and environment in Southern France from the 3rd millenium BC to the beginning of the 2d millenium BC a tipping point? In *2200 BC – Ein Klimasturz als Ursache für den Zerfall der Alten Welt ? 2200 BC – A climatic breakdown as a cause for the collapse of the old world ?* (pp. 833–844).
- Carozza, L., Bouby, L., & Ballut, C. (2006). Un habitat du Bronze moyen à Cournon-d’Auvergne (Puy-de-Dôme): nouvelles données sur la dynamique de l’âge du Bronze moyen sur la bordure méridionale du Massif central. *Bulletin de la Société préhistorique de France*, 103, 535–584.
- Carozza, L., Marcigny, C., Burens Carozza, A., & Ghesquiere, E. (2007). Les travaux et les jours : la lente transformation des sociétés paysannes de l’âge du Bronze en France métropolitaine, 42–56.
- Carter, S., & Davidson, D. (1998). A reply to Macphails comments on Carter and Davidson’s “an evaluation of the contribution of soil micromorphology to the study of ancient arable agriculture.” *Geoarchaeology An International Journal*, 13, 549–564.
- Carter, S., & Davidson, D. (1998). An Evaluation of the Contribution of Soil Micromorphology to the Study of Ancient Arable Agriculture. *Geoarchaeology An International Journal*, 13, 549–564.
- Castree, N. (2014). The Anthropocene and Geography I: The back story. *Geography Compass*, 8, 436–449.
- Certini, G., & Scalenghe, R. (2011). Anthropogenic soils are the golden spikes for the Anthropocene. *Holocene*, 21, 1269–1274.
- CETE. (1974). *Glissement de terrain à la sortie sud de Corent*. Clermont-Ferrand.
- CETE. (1981). *Commune de Corent- Glissement de terrain dans une boucle du CD 8 E*. Clermont-Ferrand.
- Challis, K. (2006). Airborne laser altimetry in alluviated landscapes. *Archaeological Prospection*, 13, 103–127.
- Challis, K., Carey, C., Kinsey, M., & Howard, A. J. (2011). Airborne Lidar Intensity and Geoarchaeological Prospection in River Valley Floors. *Archaeological Prospection*, 18, 1–13.
- Challis, K., Forlin, P., & Kinsey, M. (2011). A Generic Toolkit for the Visualization of Archaeological Features on Airborne LiDAR Elevation Data. *Archaeological Prospection*, 18, 279–289.



- Challis, K., Kokalj, Z., Kincey, M., Moscrop, D., & Howard, A. J. (2008). Airborne lidar and historic environment records. *Antiquity*, 82, 1055–1064.
- Chase, A. F., Chase, D. Z., Awe, J. J., Weishampel, J. F., Iannone, G., Moyes, H., Yaeger, J., & Brown, M. K. (2014). The use of LiDAR in understanding the ancient Maya landscape: Caracol and Western Belize. *Adv. Archaeol. Pract*, 2, 147–160.
- Chassiot, L., Miras, Y., Chapron, E., Develle, A.-L., Arnaud, F., Motelica-Heino, M., & Di Giovanni, C. (2018). A 7000-year environmental history and soil erosion record inferred from the deep sediments of Lake Pavin (Massif Central, France). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 497, 218–233.
- Chen, R.-F., Lin, C.-W., Chen, Y.-H., He, T.-C., Fei, L.-Y., Jin, J., Liu, -King, Gloaguen, R., & Thenkabail, P. S. (2015). Detecting and Characterizing Active Thrust Fault and Deep-Seated Landslides in Dense Forest Areas of Southern Taiwan Using Airborne LiDAR DEM. *Remote Sensing*, 7, 15443–15466.
- Collis, J. (1984). *Oppida : earliest towns north of the Alps*. Dep. of Prehistory and Archaeology, Univ. of Sheffield.
- Collis, J., Dunkley, J., Guichard, V., Mennessier-Jouannet, C., & Watson, C. (1993). Programme de recherche “Le peuplement des Limagnes d’Auvergne à l’Age du Fer”-Rapport d’activité. Veyre-Monton.
- Corella, J. P., Brauer, A., Mangili, C., Rull, V., Vegas-Vilarrúbia, T., Morellón, M., & Valero-Garcés, B. L. (2012). The 1.5-ka varved record of Lake Montcortès (southern Pyrenees, NE Spain). *Quaternary Research*, 78, 323–332.
- Couderc, F. (2015). Rapport de prospection thématique sur l’âge du Bronze et le premier âge du Fer et rapport de sondage sur le site protohistorique du Puy Saint-Romain (Saint-Maurice-ès-Allier) (Vol. 1).
- Couderc, F. (2017). Découverte d’un nouveau site de hauteur fortifié du Bronze final 3 et du Premier Fer 3 : le Puy Saint-Romain à Saint-Maurice-ès-Allier (Puy de Dome). *Revue archéologique du Centre de la France*, 56.
- Courty, M. A., & Fedoroff, N. (2002). Micromorphologie des sols et sédiments archéologiques. *Géologie de la Préhistoire*, 511–554.
- Courty, M.-A., Goldberg, P., & MacPhail, R. I. (1989). *Soils and micromorphology in archaeology*. Cambridge manuals in archaeology.
- Cremaschi, M. (2014). When did the Anthropocene begin? A geoarchaeological approach to deciphering the consequences of human activity in pre-protolithic times: Selected cases from the Po Plain (northern Italy). *Rendiconti Lincei*, 25, 101–112.
- Cremaschi, M., & Nicosia, C. (2012). Sub-Boreal aggradation along the Apennine margin of the Central Po Plain: geomorphological and geoarchaeological aspects. *Geomorphologie-Relief Processus Environnement*, 18, 155–174.

- Crevaschi, M., Mercuri, A. M., Torri, P., Florenzano, A., Pizzi, C., Marchesini, M., & Zerboni, A. (2016). Climate change versus land management in the Po Plain (Northern Italy) during the Bronze Age: New insights from the VP/VG sequence of the Terramara Santa Rosa di Poviglio. *Quaternary Science Reviews*, 136, 153–172.
- Croudace, I. W., & Rothwell, R. G. (2015). *Micro-XRF Studies of Sediment Cores*. New York London: Springer.
- Crutchley, S. (2006). Light Detection and Ranging (lidar) in the Witham Valley, Lincolnshire: an Assessment of New Remote Sensing Techniques. *Archaeological Prospection*, 13, 251–257.
- Crutzen, P. J., & Stoermer, E. F. (2000). The “Anthropocene.” *Global Change Newsletter*, 41, 17–18.
- Cumming, G. S., & Peterson, G. D. (2017). Unifying Research on Social – Ecological Resilience and Collapse. *Trends in Ecology & Evolution*, xx, 695–713.
- Cunliffe, B. (1984). *Danebury an Iron Age Hillfort in Hampshire Vol1 the excavations 1969-1978: the site*. CBA research report no 52a. London: Council for British Archaeology.
- Cunliffe, B. (1999). *The Ancient Celts*. Penguin Books.
- Cunliffe, B. (2011). The Three Hundred Years That Changed the World : 800-500 BC. In *Europe Between the Oceans* (p. 480). Yale University Press.
- Cunliffe, B. (2013). *Iron Age Grain Storage Pits – Danebury Ring Hillfort*.
- Cunliffe, B., & Poole, C. (1991). *Danebury an Iron Age Hillfort in Hampshire Vol 4 The excavations 1979-1988: the finds*. CBA Research Report no 73a. London: Council for British Archaeology.
- Cuven, S., Francus, P., & Lamoureux, S. (2011). Mid to Late Holocene hydroclimatic and geochemical records from the varved sediments of East Lake, Cape Bounty, Canadian High Arctic. *Quaternary Science Reviews*, 30, 2651–2665.
- D’Arcy, D., & Besson, J.-C. (1989). *Aménagement de la gravière des Ourleaux-Étude Hydrogéotechnique*. Clermont-Ferrand.
- Danielisova, A., & Hajnalova, M. (2014). Oppida and agricultural production – State of the art and prospects . Case study from Staré Hradisko oppidum (Czech Republic). In S. Hornung (Ed.), *Produktion - Distribution - Ökonomie Siedlungs- und Wirtschaftsmuster der Latènezeit* (pp. 407–428). Habelt Verlag.
- Darteville, H., & Mennessier-jouannet, C. (2009). La capitale des Arvernes , une histoire en boucle. *Revue archéologique du Centre de la France*, 35 suppl., 293–316.
- Daugas, J.-P. & Raynal, J.-P. (1989). Quelques étapes du peuplement du Massif central français dans leur contexte paléoclimatique et paléogéographique Some stages of prehistoric settlement in Massif Central , Les étapes reconnues du peuplement du Massif Central français illustrent-elles des r. *Cahiers du Quaternaire*, 13, 67–95.

- Daugas, J.-P. (1972). Une fosse à inhumations néolithique à Corent (Puy-de-Dôme). Congrès Préhistorique de France, XIXe session, Auvergne 1969, 183–189.
- Daugas, J.-P., & Tixier, L. (1975). Variations Paléoclimatiques de la Limagne d’Auvergne. Bulletin de l’Association française pour l’étude du Quaternaire, 47, 203–235.
- Daugas, J.-P., Debénath, A., Pelletier, H., Raynal, J.-P., & Tixier, L. (1978). Etudes quaternaires en Grande Limagne d’Auvergne. 1 : La “rase” de Maison-Rouge, commune de Saint-Beauzire, Puy-de-Dôme. Nouvelles archives du Museum d’Histoire naturelle de Lyon, fascicule, 47–58.
- Davidson, D. A., & Carter, S. P. (1998). Micromorphological evidence of past agricultural practices in cultivated soils: the impact of a traditional agricultural system on soils in Papa Stour, Shetland. *Journal of Archaeological Science*, 25, 827–838.
- Deák, J., Gebhardt, A., Lewis, H., Usai, M. R., & Lee, H. (2017). Soils Disturbed by Vegetation Clearance and Tillage. In *Archaeological Soil and Sediment Micromorphology* (pp. 231–264). Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd.
- Dearing, J. A. (1999). Magnetic susceptibility. *Environmental magnetism: A practical guide*, 6, 35–62.
- Dearing, J. A. (2008). Landscape change and resilience theory: a paleoenvironmental assessment from Yunnan, SW China. *The Holocene*, 18, 117–127.
- Deberge, Y., Baucheron, F., Cabezuelo, U., Caillat, P., Gatto, E., Landry, C., Leguet, D., Pasty, J.-F., Pertlweiser, T., Vermeulen, C., & Vernet, G. (2014). Testimonials of the gallic wars in the Clermont basin, new contributions. *Revue archéologique du Centre de la France*, 53.
- Defive, E., Berger, J. F., Poiraud, A., Barra, A., Bouvard, E., Virmoux, C., Voltaire, O., Garreau, A., Miras, Y., Beauger, A., Cabanis, M., Gunnell, Y., Braucher, R., Dendievel, A. M., Nomade, S., Delvigne, V., Lafarge, A., Liabeuf, R., Guillou, H., & Raynal, J. P. (2017). Les flux hydro-sédimentaires dans le bassin supérieur du fleuve Loire (Massif central, France) au cours des trois derniers millénaires: Archives séquentielles, chronologie et corrélations régionales. *Quaternaire*, 28, 373–388.
- Delvigne, J. (1998). *Atlas of Micromorphology of Mineral Alteration and Weathering. The canadian Mineralogist* (Vol. 41).
- Dendievel, A. M. (2017). Paléoenvironnements holocènes du Plateau du Béage (Massif du Mézenc, Massif Central, France). Université de Lyon.
- Derruau, M. (1950). La formation du relief de la Grande Limagne. *Revue de géographie alpine*, 38, 7–105.
- Devereux, B. J., Amable, G. S., Crow, P., & Cliff, A. D. (2005). The potential of airborne LiDAR for detection of archaeological features under woodland canopies. *Antiquity*, 79, 648–660.
- Doneus, M. (2013). Openness as visualization technique for interpretative mapping of airborne lidar derived digital terrain models. *Remote Sensing*, 5, 6427–6442.

- Doneus, M., Briese, C., Fera, M., & Janner, M. (2008). Archaeological prospection of forested areas using full-waveform airborne laser scanning. *J. Archaeol. Sci*, 35, 882–893.
- Dotterweich, M. (2008). The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe: Deciphering the long-term interaction between humans and the environment — A review. *Geomorphology*, 101, 192–208.
- Dotterweich, M. (2013). The history of human-induced soil erosion: Geomorphic legacies, early descriptions and research, and the development of soil conservation—A global synopsis. *Geomorphology*, 201, 1–34.
- Dotterweich, M., & Dreibrodt, S. (2011). Past land use and soil erosion processes in central Europe. *PAGES News*, 19, 49–51.
- Dreibrodt, S., Lomax, J., Nelle, O., Lubos, C., Fischer, P., Mitusov, A., Reiss, S., Radtke, U., Nadeau, M., Grootes, P. M., & Bork, H.-R. (2010). Are mid-latitude slopes sensitive to climatic oscillations? Implications from an Early Holocene sequence of slope deposits and buried soils from eastern Germany. *Geomorphology*, 122, 351–369.
- Dreibrodt, S., Lubos, C., Terhorst, B., Damm, B., & Bork, H. R. (2010). Historical soil erosion by water in Germany: Scales and archives, chronology, research perspectives. *Quaternary International*, 222, 80–95.
- Dubois, N., Saulnier-Talbot, É., Mills, K., Gell, P., Battarbee, R., Bennion, H., Chawchai, S., Dong, X., Francus, P., Flower, R., Gomes, D. F., Gregory-Eaves, I., Humane, S., Kattel, G., Jenny, J., Langdon, P., Massaferrro, J., McGowan, S., Mikomägi, A., Ngoc, N. T. M., Ratnayake, A. S., Reid, M., Rose, N., Saros, J., Schillereff, D., Tolotti, M., & Valero-Garcés, B. (2018). First human impacts and responses of aquatic systems: A review of palaeolimnological records from around the world. *The Anthropocene Review*, 205301961774036.
- Durand, A., & Leveau, P. (2004). Farming in mediterranean France and rural settlement in the late roman and early medieval periods : the contribution from archaeology and environmental sciences in the last twenty years. In M. Barceló & F. Sigaut (Eds.), *The making of feudal agricultures* (pp. 177–253). Brill.
- Durand, N., Monger, H. C., & Canti, M. G. (2010). Calcium Carbonate Features. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 149–194). Elsevier.
- Duvert, A., & Sallah, E. (2012). *Cartographie des aléas et des mouvements de terrain à Coirent*. UBP.
- Ejarque, A., Beauger, A., Miras, Y., Peiry, J. L., Voldoire, O., Vautier, F., Benbakkar, M., & Steiger, J. (2015). Historical fluvial palaeodynamics and multi-proxy palaeoenvironmental analyses of a palaeochannel, Allier River, France. *Geodinamica Acta*, 27, 25–47.
- Elbert, J., Wartenburger, R., von Gunten, L., Urrutia, R., Fischer, D., Fujak, M., Hamann, Y., Greber, N. D., & Grosjean, M. (2013). Late Holocene air temperature variability reconstructed from the sediments of Laguna Escondida, Patagonia, Chile (45°30'S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 369, 482–492.

- Ellis, E. C. (2017). Physical geography in the Anthropocene. *Progress in Physical Geography*, 41, 525–532.
- Ellis, E. C., Kaplan, J. O., Fuller, D. Q., Vavrus, S., Klein Goldewijk, K., & Verburg, P. H. (2013). Used planet: A global history. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 110, 7978–7985.
- Evans, D. H., Fletcher, R. J., Pottier, C., Chevance, J. B., Soutif, D., Tan, B. S., Im, S., Ea, D., Tin, T., Kim, S., Cromarty, C., De Greef, S., Hanus, K., Baty, P., Kuszinger, R., Shimoda, I., & Boornazian, G. (2013). Uncovering Archaeological Landscapes at Angkor Using LiDAR. *PNAS*, 110, 12595–12600.
- Evans, J., & Hudak, A. T. (2007). A multiscale curvature algorithm for classifying discrete return LiDAR in forested environments. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 45, 1029–1038.
- Evans, J., Oakleaf, J., Cushman, S., & Theobald, D. (2014). An ArcGis Toolbox for Surface Gradient and geomorphometric Modeling, version 2.0-0.
- Fath, B. D., Dean, C. A., & Katzmair, H. (2015). Navigating the adaptive cycle: an approach to managing the resilience of social systems. *Ecology and Society*, 20, art24.
- Favis-Mortlock, D., Boardman, J., & Bell, M. (1997). Modelling long-term anthropogenic erosion of a loess cover: South Downs, UK. *Holocene*, 7, 79–89.
- Fedoroff, N., & Courty, M.-A. (2002). Paléosols et sols reliques. Miskovsky JC *Géologie de la préhistoire*, Association pour l'étude de l'environnement géologique de la préhistoire, Paris, 277–316.
- Fedoroff, N., Courty, M.-A., & Guo, Z. (2010). Palaeosoils and Relict Soils. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 623–662). Elsevier.
- Fernandez-Diaz, J., Carter, W., Shrestha, R., & Glennie, C. (2014). Now You See It... Now You Don't: Understanding Airborne Mapping LiDAR Collection and Data Product Generation for Archaeological Research in Mesoamerica. *Remote Sensing*, 6, 9951–10001.
- Fernández-götz, M. (2018). Urbanization in Iron Age Europe: Trajectories, Patterns, and Social Dynamics. *Journal of Archaeological Research*, 26, 117–162.
- Fernández-götz, M., & Krause, D. (2013). Rethinking Early Iron Age urbanisation in Central Europe: the Heuneburg site and its archaeological environment. *Antiquity*, 87, 473–487.
- Fernández-götz, M., Wendling, H., & Winger, K. (2014). *Paths to complexity. Centralisation and Urbanisation in Iron Age Europe*. Oxford & Philadelphia: Oxbow Books.
- Fernández-Lozano, J., & Gutierrez-Alonso, G. (2016). Improving archaeological prospection using localized UAVs assisted photogrammetry: An example from the Roman Gold District of the Eria River Valley (NW Spain). *Journal of Archaeological Science: Reports*, 5, 509–520.
- Fernández-Lozano, J., Gutiérrez-Alonso, G., & Fernández-Morán, M. Á. (2015). Using airborne LiDAR sensing technology and aerial orthoimages to unravel roman water supply systems and gold works in NW Spain (Eria valley, León). *Journal of Archaeological Science*, 53, 356–373.

- Fichtl, S. (2005). La ville celtique. Les oppida de 150 av. J.-C. à 15 apr. J.-C. Editions Errance.
- Firmat, M., & Pareilh-Peyrou, M. (2012). Étude Multi-Méthodes du Puy de Corent-Hypothèse d'un glissement de Terrain. UBP.
- Fletcher, W. J., Debret, M., & Goñi, M. F. S. (2013). Mid-Holocene emergence of a low-frequency millennial oscillation in western Mediterranean climate: Implications for past dynamics of the North Atlantic atmospheric westerlies. *The Holocene*, 23, 153–166.
- Flottes, L. (2015). Étude carpologique des occupations de l'âge du Bronze final à l'Époque romaine sur le site de Corent ( Puy-de-Dôme ). Paris.
- Foley, S. F., Gronenborn, D., Andreae, M. O., Kadereit, J. W., Esper, J., Scholz, D., Pöschl, U., Jacob, D. E., Schöne, B. R., Schreg, R., Vött, A., Jordan, D., Lelieveld, J., Weller, C. G., Alt, K. W., Gaudzinski-Windheuser, S., Bruhn, K. C., Tost, H., Sirocko, F., & Crutzen, P. J. (2013). The Palaeoanthropocene - The beginnings of anthropogenic environmental change. *Anthropocene*, 3, 83–88.
- Fouache, É. (2005). L'approche Géoarchéologique. In H. Alarashi, M.-L. Chambrade, S. Gondet, A. Jouvenel, C. Sauvage, & H. Tronchère (Eds.), *Regards croisés sur l'étude archéologique des paysages anciens. Nouvelles recherches dans le Bassin méditerranéen, en Asie Centrale et au Proche et au Moyen-Orient* (p. 256). Lyon: aison de l'Orient et de la Méditerranée Jean Pouilloux.
- Fourmont, A. (2006). Quantification de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin de Sarliève (Massif Central, France) au tardiglaciaire et à l'Holocène : Impact des facteurs naturels et anthropiques. Université François Rabelais-Tours.
- Fourmont, A., Macaire, J. J., & Bréhéret, J. G. (2009). Contrasted Late Glacial and Holocene hydrology of Sarliève paleolake (France) from sediment geometry and detrital versus biochemical composition. *Journal of Paleolimnology*, 41, 471–490.
- Fourmont, A., Macaire, J.-J., Bréhéret, J.-G., Argant, J., Prat, B., & Vernet, G. (2006). Tephra in lacustrine sediments of the Sarliève marsh (French Massif Central): age and preservation. *Comptes Rendus Geoscience*, 338, 1141–1149.
- French, C. (2003). *Geoarchaeology in Action*. Routledge.
- Freytet, P., & Verrecchia, E. P. (1998). Freshwater organisms that build stromatolites: a synopsis of biocrystallization by prokaryotic and eukaryotic algae. *Sedimentology*, 45, 535–563.
- Friedrich, W. L., Kromer, B., Friedrich, M., Heinemeier, J., Pfeiffer, T., & Talamo, S. (2006). Santorini eruption radiocarbon dated to 1627-1600 B.C. *Science*, 312, 548.
- Gachon, L. (1963). Contribution à l'étude du Quaternaire récent de la Grande Limagne marno-calcaire : morphogenèse et pédogenèse. Institut National Agronomique.
- Galinié, H. (2000). *Ville , espace urbain et archéologie*. Tours: Maison des Sciences de la Ville, de l'Urbanisme et des Paysages, Université François Rabelais.

- Galinié, H., Buchsenschutz, O., Chardenoux, M., & Krausz, S. (2009). Vers une appréhension partagée de l'archéologie des villes-Towards a shared archaeological approach to towns. *Revue Archéologique du Centre de la France*, 35, 199–206.
- García-Alix, A., Jimenez-Espejo, F. J., Lozano, J. A., Jiménez-Moreno, G., Martínez-Ruiz, F., García Sanjuán, L., Aranda Jiménez, G., García Alfonso, E., Ruiz-Puertas, G., & Anderson, R. S. (2013). Anthropogenic impact and lead pollution throughout the Holocene in Southern Iberia. *Science of the Total Environment*, 449, 451–460.
- Gauthier, E., Richard, H., Magny, M., Peyron, O., Arnaud, F., Jacob, J., Marguet, A., & Billaud, Y. (2008). Le lac du Bourget ( Savoie , France ) à l ' Age du Bronze : végétation , impacts anthropiques et climat. In H. Richard & D. Garcia (Eds.), *Le peuplement de l'arc alpin* (Éd. du CTH., pp. 107–121). Paris.
- Gebhardt, A., Occhietti, S., & Fechner, K. (2014). Grandes phases de pédogenèse, d'érosion et d'anthropisation des sols au cours de la seconde moitié de l'Holocène en Lorraine. *ArchéoSciences*, 38, 7–29.
- Gerasimova, M., & Lebedeva-Verba, M. (2010). Topsoils – Mollic, Takyric and Yermic Horizons. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 351–368). Elsevier.
- Ghilardi, M., & Desruelles, S. (2009). Geoarchaeology: where human, social and earth sciences meet with technology. *Surveys and Perspectives Integrating Environment and Society (SAPIENS)*, 2, 1–17.
- Gilbert, A. S., Goldberg, P., Mandel, R., Holliday, V., & Sternberg, R. (2017). *Encyclopedia of Geoarchaeology*. Springer.
- Giraud, J. (1902). *Etudes géologiques sur la Limagne (Auvergne)*. Faculté des Sciences de Paris.
- Glangeaud, P. (1908). *Géographie Physique et Géologie du département du Puy-de-Dôme*. Clermont-Ferrand.
- Glenn, N. F., Streutker, D. R., Chadwick, D. J., Thackray, G. D., & Dorsch, S. J. (2006). Analysis of LiDAR-derived topographic information for characterizing and differentiating landslide morphology and activity. *Geomorphology*, 73, 131–148.
- Goldberg, P., & Macphail, R. I. (2006). *Practical and Theoretical Geoarchaeology*. Blackwell publishing.
- Granai, S. (2017). Analyse malacologique des carottes NAR 2 et NAR 3 de la Narse de la Sauvetat (Puy-de-Dôme).
- Gransar, F. (2000). Le stockage alimentaire sur les établissements ruraux de l'âge du Fer en France septentrionale : complémentarité des structures et tendances évolutives. In *Les installations agricoles de l'âge du Fer en France septentrionale, Études d'Histoire et d'Archéologie* (Vol. 6, pp. 277–297).
- Greffier, G. (1978). Carte ZERMOS Chanonat-Sud de Clermont-Ferrand 1/25000. Clermont-Ferrand.

- Greffier, G., Restituto, J., & Héraud, H. (1980). Aspects géomorphologiques et stabilité des versants au sud de Clermont-Ferrand. *Bulletin de liaison du Laboratoire des Ponts et Chaussées*, 107, 17–26.
- Gregory, K. J., & Benito, G. (2003). *Palaeohydrology: Understanding Global Change*. Wiley.
- Grimm, S. B., Riel-Salvatore, J., & Bradtmöller, M. (2017). Adaptive cycles in archaeology. *Quaternary International*, 446, 1–2.
- Gronenborn, D., Strien, H. C., Dietrich, S., & Sirocko, F. (2014). “Adaptive cycles” and climate fluctuations: A case study from Linear Pottery Culture in western Central Europe. *Journal of Archaeological Science*, 51, 73–83.
- Guichard, V. (1991). Puy de Corent (Puy-de-Dôme) rapport de prospection et sondages.
- Guichard, V. (1997). *Les amphores*. Lavendhomme, Guichard. Rodumna, le village gaulois. Paris.
- Guillemoteau, J., Simon, F.-X., Lück, E., & Tronicke, J. (2016). 1D sequential inversion of portable multi-configuration electromagnetic induction data. *Near Surface Geophysics*, 411–420.
- Guilloré, P. (1980). *Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces (2ème édit.)*. Paris, Grignon: CNRS et INA-PG.
- Gunderson, L. H., & Holling, C. (2002). *Panarchy: understanding transformations in human and natural systems*. Island Press.
- Gutiérrez-Castorena, M. del C., & Effland, W. R. (2010). Pedogenic and Biogenic Siliceous Features. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 471–496). Elsevier.
- Guy, M. (2018). *L’agriculture au Fil du Temps*. Ministère de l’Agriculture-Pages d’Histoire.
- Guyard, H., Chapron, E., St-Onge, G., Anselmetti, F. S., Arnaud, F., Magand, O., Francus, P., & Mélières, M.-A. (2007). High-altitude varve records of abrupt environmental changes and mining activity over the last 4000 years in the Western French Alps (Lake Bramant, Grandes Rousses Massif). *Quaternary Science Reviews*, 26, 2644–2660.
- Haberzettl, T., Corbella, H., Fey, M., Janssen, S., Lücke, A., Mayr, C., Ohlendorf, C., Schäbitz, F., Schleser, G. H., Wille, M., Wulf, S., & Zolitschka, B. (2007). Lateglacial and Holocene wet–dry cycles in southern Patagonia: chronology, sedimentology and geochemistry of a lacustrine record from Laguna Potrok Aike, Argentina. *The Holocene*, 17, 297–310.
- Hardt, J., Hebenstreit, R., Lüthgens, C., & Böse, M. (2015). High-resolution mapping of ice-marginal landforms in the Barnim region, northeast Germany. *Geomorphology*, 250, 41–52.
- Harfouche, R., & Poupet, P. (2013). Approche pédoarchéologique des espaces de production agricole à l’âge du Bronze dans les montagnes méditerranéennes (exemples des Pyrénées-Orientales et de la Haute-Corse, France). *Préhistoires Méditerranéennes*, 4.



- Hatté, C., Bréhéret, J.-G., Jacob, J., Argant, J., & Macaire, J.-J. (2013). Refining the Sarliève paleolake (France) neolithic chronology by combining several radiocarbon approaches. *Radiocarbon*, 55, 979–992.
- Heiri, O., Lotter, A. F., & Lemcke, G. (2001). Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25, 101–110.
- Henkner, J., Ahlrichs, J. J., Downey, S., Fuchs, M., James, B. R., Knopf, T., Scholten, T., Teuber, S., & Kühn, P. (2017). Archaeopedology and chronostratigraphy of colluvial deposits as a proxy for regional land use history (Baar, southwest Germany). *Catena*, 155, 93–113.
- Hesse, R. (2010). LiDAR-derived Local Relief Models a new tool for archaeological prospection. *Archaeological Prospection*, 17, 67–72.
- Hesse, R. (2014). Geomorphological traces of conflict in high-resolution elevation models. *Applied Geography*, 46, 11–20.
- Hill, R. ., Lacey, J., & Reynolds, P. J. (1983). Storage of barley grain in Iron Age type underground pits. *J. stored Prod. Res.*, 19, 163–171.
- Hinschberger, F., Fourmont, A., Macaire, J.-J., Breheret, J.-G., Guerin, R., & Bakyono, J.-P. (2006). Contribution of geophysical surveys to the study of fine grained lacustrine sediments . Application to the Sarliève marsh ( Massif Central , France ). *Bull. Soc. géol. France*, 177, 311–322.
- Hoffmann, T. (2015). Sediment residence time and connectivity in non-equilibrium and transient geomorphic systems. *Earth-Science Reviews*, 150, 609–627.
- Hoffmann, T., Lang, A., & Dikau, R. (2008). Holocene river activity: analysing<sup>14</sup>C-dated fluvial and colluvial sediments from Germany. *Quaternary Science Reviews*, 27, 2031–2040.
- Holling, C. (1973). Resilience of ecological systems. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 4, 1–23.
- Holzhauser, H., Magny, M., & Zumbühl, H. J. (2005). Glacier and lake-level variations in west-central Europe over the last 3500 years. *Holocene*, 15, 789–801.
- Hong, S., Candelone, J., Patterson, C. C., & Boutron, C. F. (1994). Greenland Ice Evidence of Hemispheric Lead Pollution Two Millennia Ago by Greek and Roman Civilizations. *Science*, 265, 1841–1843.
- Houben, P., Schmidt, M., Mauz, B., Stobbe, A., & Lang, A. (2012). Asynchronous Holocene colluvial and alluvial aggradation: A matter of hydrosedimentary connectivity. *The Holocene*, 23, 544–555.
- Houben, P., Wunderlich, J., & Schrott, L. (2009). Climate and long-term human impact on sediment fluxes in watershed systems. *Geomorphology*, 108, 1–7.

- Huckleberry, G. (2000). Interdisciplinary and specialized geoarchaeology: A post – Cold War perspective *Interdisciplinary and Geoarchaeology: An International Journal*, 15, 523–536.
- Huisman, D. J., Braadbaart, F., van Wijk, I. M., & van Os, B. J. H. (2012). Ashes to ashes, charcoal to dust: Micromorphological evidence for ash-induced disintegration of charcoal in Early Neolithic (LBK) soil features in Elsloo (The Netherlands). *Journal of Archaeological Science*, 39, 994–1004.
- Humme, A., Lindenbergh, R., & Sueur, C. (2006). Revealing Celtic fields from LiDAR data using Kriging based filtering. In H. G. Maas & D. Schneider (Eds.), *Proceedings of the ISPRS Commission V Symposium 'Image Engineering and Vision Metrology.'* Dresden.
- Jamagne, M. (1978). Les processus pédogénétiques dans une séquence évolutive progressive sur formations limoneuses loessiques en zone tempérée froide et humide. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences*, 286, 25–27.
- Jeffery, S., Gardi, C., Jones, A., Montanarella, L., Marmo, L., Miko, L., Ritz, K., Peres, G., Rombke, J., & Vanderputen, W. (2010). *European Atlas of Soil Biodiversity. Chart (English Ed., Vol. 164)*. Luxembourg: JRC-European Commission.
- Joerin, U. E., Nicolussi, K., Fischer, A., Stocker, T. F., & Schlüchter, C. (2008). Holocene optimum events inferred from subglacial sediments at Tschierwa Glacier, Eastern Swiss Alps. *Quaternary Science Reviews*, 27, 337–350.
- Joerin, U. E., Stocker, T. F., & Schlüchter, C. (2006). Multicentury glacier fluctuations in the Swiss Alps during the Holocene. *The Holocene*, 16, 697–704.
- Johnson, K. M., & Ouimet, W. B. (2014). Rediscovering the lost archaeological landscape of southern New England using airborne light detection and ranging (LiDAR). *Journal of Archaeological Science*, 43, 9–20.
- Joly, F. (1997). *Glossaire de géomorphologie : base de données sémiologiques pour la cartographie (Vol. 3)*. Armand Colin.
- Jones, A. F., Brewer, P. A., Johnstone, E., & Macklin, M. G. (2007). High-resolution interpretative geomorphological mapping of river valley environments using airborne LiDAR data. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 1574–1592.
- Jongerijs, A. (1970). Some morphological aspects of regrouping phenomena in dutch soils. *Geoderma*, 4.
- Jongmans, A., Feijtel, T. C. J., Miedema, R., van Breemen, N., & Veldkamp, a. (1991). Soil formation in a Quaternary terrace sequence of the Allier, Limagne, France. Macro- and micromorphology, particle size distribution, chemistry. *Geoderma*, 49, 215–239.
- Jongmans, A., Van Doesburgl, J. D. , & Van Breement, N. (1990). Micromorphology and mineralogy of weathering and neoformation phenomena in a quaternary terrace sequence of the Allier, Limagne, France. In *Geochemistry of the Earths surface and of mineral formation 2nd International Symposium (pp. 83–85)*. Aix en Provence, France.
- Kabata-Pendias, A., & Pendias, H. (2001). *Trace elements in soils and plants*. New York (Vol. 2nd).

- Kaplan, J. O., Krumhardt, K. M., & Zimmermann, N. (2009). The prehistoric and preindustrial deforestation of Europe. *Quaternary Science Reviews*, 28, 3016–3034.
- Kokalj, Z., Zaksek, K., & Ostir, K. (2011). Application of sky-view factor for the visualisation of historic landscape features in lidar-derived relief models. *Antiquity*, 85, 263–273.
- Kooistra, M. J., & Kooistra, L. I. (2003). Integrated research in archaeology using soil micromorphology and palynology. *Catena*, 54, 603–617.
- Kooistra, M. J., & Pulleman, M. M. (2010). Features Related to Faunal Activity. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 397–418). Elsevier.
- Kovda, I., & Mermut, A. R. (2010). Vertic Features. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 109–127). Elsevier.
- Kühn, P., Aguilar, J., & Miedema, R. (2010). Textural Pedofeatures and Related Horizons. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 217–250). Elsevier.
- Kylander, M. E., Ampel, L., Wohlfarth, B., & Veres, D. (2011). High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. *Journal of Quaternary Science*, 26, 109–117.
- Lal, R., Reicosky, D. C., & Hanson, J. D. (2007). Evolution of the plow over 10,000 years and the rationale for no-till farming. *Soil and Tillage Research*, 93, 1–12.
- Lang, A. (2003). Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena*, 51, 209–221.
- Lang, A., Niller, H.-P., & Rind, M. M. (2003). Land degradation in Bronze Age Germany: Archaeological, pedological, and chronometrical evidence from a hilltop settlement on the Frauenberg, Niederbayern. *Geoarchaeology*, 18, 757–778.
- Lasaponara, R., Coluzzi, R., Gizzi, F. T., & Masini, N. (2010). On the LiDAR contribution for the archaeological and geomorphological study of a deserted medieval village in Southern Italy. *Journal of Geophysics and Engineering*, 7, 155–163.
- Lauranson, R., Couderc, F., Mayoral, A., Evrard, M., Duchamp, H., & Dubreu, N. (2016). «Le Bay» (Les Martres-de-Veyre, 63) : Occupation laténienne. Opération 2014 : Sondages d'évaluation Rapport de prospection thématique.
- Lavrieux, M., Disnar, J.-R., Chapron, E., Breheret, J.-G., Jacob, J., Miras, Y., Reyss, J.-L., Andrieu-Ponel, V., & Arnaud, F. (2013). 6700 yr sedimentary record of climatic and anthropogenic signals in Lake Aydat (French Massif Central). *The Holocene*, 23, 1317–1328.
- Lecoq, H. (1867). *Les époques géologiques de l'Auvergne* (vol. II). Paris: Baillière et fils.
- Ledger, P. M., Edwards, K. J., & Schofield, J. E. (2015). Taphonomy or signal sensitivity in palaeoecological investigations of Norse landnam in Vatnahverfi, southern Greenland? *Boreas*, 44, 197–215.

- Ledger, P. M., Miras, Y., Poux, M., & Milcent, P. Y. (2015). The palaeoenvironmental impact of prehistoric settlement and proto-historic urbanism: tracing the emergence of the oppidum of corent, auvergne, france. *PLoS one*, 10, e0121517.
- Legrand, P., Bartoli, F., & Curt, T. (2007). Spécificités des sols volcaniques du Massif Central: bénéfiques et contraintes pour la gestion forestière. *Revue Forestière Française*, 59.
- Lenselink, G., Kroonenberg, S., & Loison, G. (1990). Pleniglacial to holocene paleo-environments in the Artière basin in the Western Limagne rift valley, Massif-Central, France). *Quaternaire*, 1, 139–156.
- Lespez, L. (2012). *Paysages et gestion de l'eau : sept millénaires d'histoire des vallées et des plaines littorales en Basse-Normandie*. Presses Universitaires de Caen.
- Lespez, L., Carozza, L., Berger, J., Kuzucuoglu, C., Ghilardi, M., Carozza, J., & Vannière, B. (2016). Rapid climatic change and social transformations Uncertainties, adaptability and resilience. In *The Mediterranean Region under Climate Change-A Scientific Update* (p. 738). AllEnvi.
- Lespez, L., Clet-Pellerin, M., Limondin-Lozouet, N., Pastre, J.-F., Fontugne, M., & Marcigny, C. (2008). Fluvial system evolution and environmental changes during the Holocene in the Mue valley (Western France). *Geomorphology*, 98, 55–70.
- Lewis, S. L., & Maslin, M. A. (2015). Defining the Anthropocene. *Nature*, 519, 171–180.
- Lin, Z., Kaneda, H., Mukoyama, S., Asada, N., & Chiba, T. (2013). Detection of subtle tectonic-geomorphic features in densely forested mountains by very high-resolution airborne LiDAR survey. *Geomorphology*, 182, 104–115.
- Lindbo, D. L., Stolt, M. H., & Vepraskas, M. J. (2010). Redoximorphic Features. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 129–147). Elsevier.
- Loaiza, J. C., Stoops, G., Poch, R. M., & Casamijtana, M. (2015). *Manual de micromorfología de suelos y técnicas complementarias*. Fondo Editorial Pascual Bravo, 348.
- Lottermoser, B. G., Ashley, P. M., & Lawie, D. C. (1999). Environmental geochemistry of the Gulf Creek copper mine area, north-eastern New South Wales, Australia. *Environmental Geology*, 39, 61–74.
- Ludemann, T. (2012). Airborne laser scanning of historical wood charcoal production sites—a new tool of kiln site anthropology at the landscape level. In Badal E. *Wood and charcoal. Evidence for human and natural History* (pp. 247–252). Valencia.
- Macaire, J. J., Fourmont, A., Argant, J., Bréhéret, J. G., Hirschberger, F., & Trément, F. (2010). Quantitative analysis of climate versus human impact on sediment yield since the Lateglacial: The Sarliève palaeolake catchment (France). *The Holocene*, 20, 497–516.
- Mackenzie, W. S., & Guilford, C. (1980). *Atlas of rock-forming minerals in thin section*.
- Mackenzie, W. S., Donaldson, C. H., & Guilford, C. (1982). *Atlas of Igneous Rocks and Their Textures*. ELBS.

- MacKlin, M. G., Lewin, J., & Jones, A. F. (2014). Anthropogenic alluvium: An evidence-based meta-analysis for the UK Holocene. *Anthropocene*, 6, 26–38.
- Macphail, R. I. (1998). A reply to Carter and Davidson's "an evaluation of the contribution of soil micromorphology to the study of ancient arable agriculture. *Geoarchaeology An International Journal*, 13, 549–564.
- Macphail, R. I., & Cruise, J. (2001). The Soil Micromorphologist as a team Player. In P. Goldberg, V. Holliday, & R. Ferring (Eds.), *Earth sciences and Archaeology* (pp. 241–267). New York: Kluwer Academic.
- Macphail, R. I., & Goldberg, P. (2018). *Applied Soils and Micromorphology in Archaeology*. (G. Barker, E. Slater, & P. Bogucki, Eds.). Cambridge: Cambridge Manuals in Archaeology-Cambridge University Press.
- Macphail, R. I., Courty, M.-A., & Gebhardt, A. (1990). Soil Micromorphological Evidence of Early Agriculture in North-West Europe. *World Archaeology*, 22, 53–69.
- Magny, M. (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International*, 113, 65–79.
- Magny, M. (2013a). Orbital, ice-sheet, and possible solar forcing of Holocene lake-level fluctuations in west-central Europe: A comment on Bleicher. *The Holocene*, 23, 1202–1212.
- Magny, M. (2013b). Lake Level Studies: West-Central Europe. In *Encyclopedia of Quaternary Science* (Vol. 2, pp. 549–557).
- Magny, M., Bossuet, G., Gauthier, É., Richard, H., Vannière, B., Billaud, Y., Marguet, A., & Mouthon, J. (2007). Variations du climat pendant l'Âge du Bronze au centre-ouest de l'Europe : vers l'établissement d'une chronologie   haute résolution. In C. Mordant, H. Richard, & M. Magny (Eds.), *Environnements et cultures   l'Âge du Bronze en Europe Occidentale- Documents préhistoriques no 21* (p. 400). Besançon: CTHS.
- Magny, M., Leuzinger, U., Bortenschlager, S., & Haas, J. N. (2006). Tripartite climate reversal in Central Europe 5600-5300 years ago. *Quaternary Research*, 65, 3–19.
- Magny, Peyron, O., Gauthier, E., Rou che, Y., Bordon, A., Billaud, Y., Chapron, E., Marguet, A., P trequin, P., & Vanni re, B. (2009). Quantitative reconstruction of climatic variations during the Bronze and early Iron ages based on pollen and lake-level data in the NW Alps, France. *Quaternary International*, 200, 102–110.
- Maillard, B., Lambiel, C., Martin, S., Pellitero, R., Reynard, E., & Schoeneich, P. (2011). The ArcGIS version of the geomorphological mapping legend of the University of Lausanne. Lausanne: University of Lausanne.
- Malatrait, A. M. (1993). Commune de Coirent (63). Examen des menaces de chutes de rochers. recommandations.

- Malgot, J., & Baliak, F. (2002). Landslides-the most important geodynamic process in Slovakia. In J. Rybar, J. Stemberk, & P. Wagner (Eds.), *Proceedings of the First European Conference on Landslides* (p. 748). Prague: CRC Press.
- Margielewski, W. (1997). Dated Landslides of the Jaworzyna Krynicka Range (Polish Outer Carpathians) and their relation to climatic phases of the Holocene. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 83–92.
- Martin-Puertas, C., Brauer, A., Dulski, P., & Brademann, B. (2012). Testing climate–proxy stationarity throughout the Holocene: an example from the varved sediments of Lake Meerfelder Maar (Germany). *Quaternary Science Reviews*, 58, 56–65.
- Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Mata, M. P., Moreno, A., Giralt, S., Martínez-Ruiz, F., & Jiménez-Espejo, F. (2011). Geochemical processes in a Mediterranean Lake: A high-resolution study of the last 4,000 years in Zoñar Lake, southern Spain. *Journal of Paleolimnology*, 46, 405–421.
- Martin-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Pilar Mata, M., Gonzalez-Samperiz, P., Bao, R., Moreno, A., Stefanova, V., Martín-Puertas, C., Valero-Garcés, B. L., Mata, M. P., González-Sampériz, P., Bao, R., Moreno, A., & Stefanova, V. (2008). Arid and humid phases in southern Spain during the last 4000 years: The Zoñar Lake record, Córdoba. *Holocene*, 18, 907–921.
- Mathieu, P. P. “Sur les atterrissements occasionnés par les eaux pluviales.” , *Journal du Puy-de-Dôme* (1856). Clermont-Ferrand: Archives Départementales du Puy de Dôme, Fonds P.P. Mathieu.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Stager, J. C., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., van Kreveland, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62, 243–255.
- Mayfield, C. I., Williams, S. T., Ruddick, S. M., & Hatfield, H. L. (1972). Studies on the ecology of actinomycetes in soil IV. Observations on the form and growth of Streptomycetes in soil. *Soil Biology and Biochemistry*, 47, 79–91.
- Mayoral, A., & Depreux, B. (2017). *Lac du Puy de Corent-Opération 2015: Sondages Géochronologiques-Rapport de prospection thématique*.
- Mayoral, A., Peiry, J.-L., Berger, J., Ledger, P. M., Depreux, B., Simon, F. X., Milcent, P.-Y., Poux, M., Vautier, F., & Miras, Y. (2018). Geoarchaeology and chronostratigraphy of the Lac du Puy intra-urban protohistoric wetland, Corent, France. *Geoarchaeology*.
- Mayoral, A., Peiry, J.-L., Berger, J., Vautier, F., & Miras, Y. (2017). La aportación del LiDAR a la cartografía geomorfológica de detalle y al análisis de potencial geoarqueológico: el ejemplo del Puy de Corent (Auvernia, Francia). In: *Actas del XXV Congreso de la Asociación de Geógrafos Españoles* (p. 2762). Madrid: UAM Ediciones.
- Mayoral, A., Toumazet, J.-P., Simon, F.-X., Vautier, F., & Peiry, J.-L. (2017). The Highest Gradient Model: A New Method for Analytical Assessment of the Efficiency of LiDAR-Derived Visualization Techniques for Landform Detection and Mapping. *Remote Sensing*, 9, 120.

- McClure, S. B. (2013). Domesticated animals and biodiversity: Early agriculture at the gates of Europe and long-term ecological consequences. *Anthropocene*, 4, 57–68.
- McCormick, M., Büntgen, U., Cane, M. A., Cook, E. R., Harper, K., Huybers, P., Litt, T., Manning, S. W., Mayewski, P. A., More, A. F. M., Nicolussi, K., & Tegel, W. (2012). Climate Change during and after the Roman Empire: Reconstructing the Past from Scientific and Historical Evidence. *Journal of Interdisciplinary History*, 43, 169–220.
- Mcneary, R. W. A. (2014). Lidar Investigation of Knockdhu Promontory and its Environs, County Antrim, Northern Ireland. *Archaeological Prospection*, 21, 263–276.
- Mele, M., Cremaschi, M., Giudici, M., Lozej, A., Pizzi, C., & Bassi, A. (2013). The Terramare and the surrounding hydraulic structures: A geophysical survey of the Santa Rosa site at Poviglio (Bronze Age, northern Italy). *Journal of Archaeological Science*, 40, 4648–4662.
- Menessier-Jouannet, C., & Milcent, P. Y. (2007). L'occupation du sol en Basse Auvergne du Bronze final à la fin de La Tène ancienne. In *L'archéologie de l'âge du Fer en Auvergne, Actes du XXVIIe colloque international de l'A.F.E.A.F* (pp. 71–98). Clermont-Ferrand.
- Miallier, D., Sanzelle, S., Pilleyre, T., Vernet, G., Brugière, S., & Danhara, T. (2004). Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus Geoscience*, 336, 1–8.
- Michon, L. (2001). Dynamique de l'extension continentale: Application au rift Ouest Européen par l'étude de la province du Massif Central. Université de Rennes I.
- Mielke, J. E. (1979). Composition of the Earth's crust and distribution of the elements. Review of research on modern problems in geochemistry, 13–37.
- Milcent, P.-Y. (2004). *Le premier âge du Fer en France centrale (Vol. 2)*. Paris: Société Préhistorique Française.
- Milcent, P.-Y. (2007). Bourges-Avaricum, un centre proto-urbain celtique du Ve siècle av. J.-C. Les fouilles du quartier Saint-Martin-des-Champs et les découvertes des Etablissements militaires. (P.-Y. Milcent, Ed.) (Coll. Bitu.). Bourges: Service d'archéologie Municipal, UMR 5608.
- Milcent, P.-Y. (2009). Le passage de l'âge du Bronze à l'âge du Fer en Gaule au miroir des élites sociales : une crise au VIIIe siècle av. J.-C. ? In In: Daubigney (éd.), *De l'âge du Bronze à l'âge du Fer en France et en Europe occidentale (Xe - VIIe siècle av. J.-C.)*. La moyenne vallée du Rhône aux âges du Fer. Actes du XXXe colloque international de l'A.F.E.A.F., co-organisé avec l'A.P.R.A.B. (Saint- (pp. 453–476).
- Milcent, P.-Y. (2012). Résidences aristocratiques et expérience urbaine hallstattiennes en France (VIe–Ve siècle av.J.-C.). In S. Sievers, M. Schönfelde, & N. Baumann (Eds.), *La question de la proto-urbanisation à l'âge du Fer*. Bonn: Dr. Rudolf Habelt GmbH.
- Milcent, P.-Y. (2013). Présence de Gaulois du Midi en Auvergne vers 600 avant J.-C. : les fibules méditerranéennes de Corent. *Collection Archéologie de Montpellier Agglomération*, 398.

- Milcent, P.-Y., & Mennessier-Jouannet, C. (2007). Entre déterminisme environnemental et processus historiques: formes et modalités d'occupation du sol en Basse Auvergne du Bronze Final au début du second Age du Fer. In H. Richard, M. Magny, & C. Mordant (Eds.), *Environnements et cultures à l'Âge du Bronze en Europe Occidentale- Documents préhistoriques no 21* (p. 399). Paris: CTHS.
- Milcent, P.-Y., Chassan, N., Mader, S., Saint-Sever, G., & Tramon, A. (2014). Les occupations de l'âge du Bronze du plateau de Corent (Auvergne, Puy-de-Dôme) : résultats des campagnes de fouille 2010-2013. *Bulletin APRAB*, 12, 89–94.
- Milcent, P.-Y., Poux, M., Mader, S., Torres, M., & Tramon, A. (2014). Une agglomération de hauteur autour de 600 a.C. en Gaule centrale : Corent (Auvergne). *Transalpinare*, 181–204.
- Miras, Y., Beauger, A., Lavrieux, M., Berthon, V., Serieyssol, K., Andrieu-ponel, V., & Ledger, P. M. (2015). Tracking long-term human impacts on landscape, vegetal biodiversity and water quality in the lake Aydat catchment (Auvergne, France) using pollen, non-pollen palynomorphs and diatom assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 424, 76–90.
- Miras, Y., Laggoun-Defarge, F., Guenet, P., & Richard, H. (2004). Multi-disciplinary approach to changes in agro-pastoral activities since the Sub-Boreal in the surroundings of the “Narse d'Espinasse” (Puy de Dome, French Massif Central). *Vegetation History and Archaeobotany*, 13, 91–103.
- Miret i Mestre, J. (2009). *Systèmes traditionnels de conservation des aliments dans fosses et silos. Une vision multidisciplinaire.*
- Miret i Mestre, J. (2015). *Trous, Silos et autres. Catalogue des structures préhistoriques d'Europe.*
- Mumford, L. (2011). *La cité à travers l'histoire.* Agone.
- Neboit, R. (1991). *L'homme et l'érosion* (2e édition.). Clermont-Ferrand: Association des Publications de la Faculté de Lettres et de Sciences Humaines de Clermont-Ferrand.
- Negrel, P., Fouillac, C., & Brach, M. (1997). Occurrence of mineral water springs in the stream channel of the Allier River ( Massif Central , France ): chemical and Sr isotope constraints. *Journal of Hydrology*, 203, 143–153.
- Nehlig, P., Boivin, P., De Goër, A., Mergoïl, J., Sustrac, G., & Thiéblemont, D. (2003). Les volcans du Massif central. *Géologues* (sp. issue), 1–41.
- Néraudeau, D., Martin, S. Saint, Batten, D. J., Colin, J. P., Daviero-Gomez, V., Girard, V., Gomez, B., Nohra, Y. A., Polette, F., Platel, J. P., Martin, J. P. S., & Vullo, R. (2016). Palaeontology of the upper Turonian paralic deposits of the Sainte-Mondane formation, Aquitaine basin, France. *Geologica Acta*, 14, 53–69.
- Néraudeau, D., Perrichot, V., Batten, D. J., Boura, A., Girard, V., Jeanneau, L., Nohra, Y. A., Polette, F., Martin, S. Saint, Saint Martin, J. P., & Thomas, R. (2017). Upper Cretaceous amber from Vendée, north-western France: Age dating and geological, chemical, and palaeontological characteristics. *Cretaceous Research*, 70, 77–95.



- Nicosia, C., & Stoops, G. (2017). *Archaeological Soil and Sediment Micromorphology*. Wiley Blackwell.
- Notebaert, B., & Berger, J. (2014). Quantifying the anthropogenic forcing on soil erosion during the Iron Age and Roman Period in southeastern France. *Anthropocene*, 8, 59–69.
- Notebaert, B., & Verstraeten, G. (2010). Sensitivity of West and Central European river systems to environmental changes during the Holocene: A review. *Earth-Science Reviews*, 103, 163–182.
- Notebaert, B., Berger, J.-F., & Brochier, J. L. (2014). Characterization and quantification of Holocene colluvial and alluvial sediments in the Valdaine Region (southern France). *The Holocene*, 24, 1320–1335.
- Notebaert, B., Verstraeten, G., Vandenberghe, D., Marinova, E., Poesen, J., & Govers, G. (2011). Changing hillslope and fluvial Holocene sediment dynamics in a Belgian loess catchment. *Journal of Quaternary Science*, 26, 44–58.
- Novák, D. (2014). Local Relief Model (LRM) Toolbox for ArcGis.
- O’Neal, M. A. (2012). An objective approach to defining earthwork geometries using subdecimeter digital elevation models. *Geoarchaeology*, 27, 157–165.
- Oreskes, N. (2004). Beyond the ivory tower. The scientific consensus on climate change. *Science* (New York, N.Y.), 306, 1686.
- Orombelli, G., & Ravazzi, C. (1996). The Late Glacial and Early Holocene: cronology and paleoclimate. *Il Quaternario*.
- Osman, A., & Eswaran, H. (1974). Clay translocation and vertic properties of some Red Mediterranean soils. *Soil Microscopy Proceedings of the International Working Meeting on Soil Micromorphology*.
- Otto, J., & Smith, M. J. (2013). Geomorphological mapping. *Geomorphological Techniques*, 6.
- Pagliai, M., & Stoops, G. (2010). Physical and Biological Surface Crusts and Seals. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 419–440). Elsevier.
- Passega, R. (1977). Significance of CM diagrams of sediments deposited by suspensions. *Sedimentology*, 24, 723–733.
- Pastre, J.-F. (1986). Altération et paléaltération des minéraux lourds des alluvions pliocenes et pleistocenes du bassin de l’Allier (Massif central , France). *Bulletin de l’Association française pour l’étude du quaternaire*, 23, 257–269.
- Pastre, J.-F. (2005). Les nappes alluviales de l’Allier en Limagne (Massif Central, France). *Stratigraphie et corrélations avec le volcanisme régional*. *Quaternaire*, 16, 153–175.
- Pastre, J.-F., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Orth, P., Chaussé, C., Fontugne, M., Gauthier, A., Kunesch, S., Le Jeune, Y., & Saad, M. C. (2002). Variations paléoenvironnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires: les réponses morphosédimentaires des

- vallées du Bassin Parisien (France). In *Les fleuves ont une histoire, paléoenvironnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans* (pp. 29–44).
- Pastre, J.-F., Lageat, Y., Cantagrel, J.-M., & Defive, E. (2007). Morphogénèse plio-quadernaire et repères volcaniques: l'exemple de la vallée de l'Allier (Massif Central, France). In M.-F. André, S. Étienne, Y. Lageat, C. Le Coeur, & D. Mercier (Eds.), *Du continent au bassin-versant. Théories et pratiques en Géographie Physique (Hommage au professeur Alain Godard)*. Clermont-Ferrand: UBP.
- Pasty, J. (2016). L'occupation préhistorique du plateau de Gergovie (Puy-de-Dôme). Caractérisation des industries lithiques néolithiques. *Revue archéologique du Centre de la France*, 55, 0–29.
- Pavelka, J., Smetanova, A., Rejman, J., & Kovacik, P. (2017). An interdisciplinary tillage erosion experiment: establishing a new field in grasslands with reconstructed ard plough of the Bronze Age - Iron Age. *Cuadernos de Investigación Geográfica*, 43, 101–118.
- Pearce, N. J. G., Westgate, J. A., Preece, S. J., Eastwood, W. J., & Perkins, W. T. (2004). Identification of Aniakchak (Alaska) tephra in Greenland ice core challenges the 1645 BC date for Minoan eruption of Santorini. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5.
- Peltier, J. (2002). Bloc diagramme de la géologie du Puy de Corent et de la boucle de l'Allier, JP Peltier 1992, sur la base de DE GOER 1968. *Revue de la Société d'Histoire Naturelle d'Auvergne*.
- Peña-Monné, J. L. (2018). Geoarqueología aplicada a la reconstrucción paleoambiental: La evolución del Holoceno superior en el NE de España. *Boletín Geológico y Minero*, 129, 285–303.
- Peters, R., & Zimmermann, A. (2017). Resilience and Cyclicity: Towards a macrohistory of the Central European Neolithic. *Quaternary International*, 446, 43–53.
- Pike, R. J., & Wilson, S. E. (1971). Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Bulletin of the Geological Society of America*, 82, 1079–1084.
- Poiraud, A. (2012). Les glissements de terrain dans le bassin tertiaire volcanisé du Puy-en-Velay (Massif central, France) caractérisation, facteurs de contrôle et cartographie de l'aléa. Université Blaise Pascal.
- Poiraud, A., Miras, Y., & Defive, E. (2012). Les glissements de terrain, marqueurs des changements climatiques: le cas du Subboréal dans le bassin du Puy-en-Velay (Massif central, France). In *Q8 - Quadernaire 8*. Clermont-Ferrand, France.
- Pons, E. (2002). Mas Castellar de Pontós (alt Empordà) Un complex arqueològic d'època ibèrica (Excavacions 1990-1998). (E. Pons, Ed.). Girona: Museo d'Arqueologia de Catalunya.
- Poux, M. (2012). *Corent, Voyage au coeur d'une ville gauloise*. Paris: Editions Errance.
- Poux, M. (2014). Enlarging Oppida: Multipolar Town Patterns in Late Iron Age Gaul. In M. Fernandez-Götz, H. Wendling, & K. Winger (Eds.), *Paths to Complexity: centralisation and urbanisation in Iron Age Europe*. Oxford: Oxbow Books.

- Poux, M., & Demierre, M. (2015). *Le Sanctuaire de Corent (Puy-de-Dôme, Auvergne) Vestiges et rituels- Gallia 62e supplément*. CNRS Editions.
- Poux, M., Milcent, P.-Y., Pranyies, A., Lauranson, R., Dubreu, N., Chorin, A., Evrard, M., Hemard, C., Mader, S., Philibeaux, R., Tramon, A., Valfort, P., Duchamp, H., Demierre, M., Crausaz, A., & Gruel, K. (2016). *Corent, Rapport de fouille programmée 2015*.
- Poux, M., Milcent, P.-Y., Pranyies, A., Mader, S., Laurensen, R., Courtot, A., Dubreu, N., Brossard, C., Chorin, A., Evrard, M., Freycon, F., Garcia, M., Hemard, C., Millet, M., Roussel, C., Philibeaux, R., Sivignon, R., Sonn, M., Tramon, A., Couderc, F., Lavail, C., Valfort, P., Demierre, M., Crausaz, A., Duchamp, H., Gruel, K., & Meiraud, A. (2018). *Corent, Fouille pluriannuelle 2014-2016, Rapport Final d'Opération*.
- Prat, B. (2006). *Systèmes agropastoraux et milieux périurbains en Basse Auvergne au cours des trois derniers millénaires: contribution de l'analyse palynologique à l'étude des interactions sociétés-milieus*. Thèse de doctorat, 368 pp.
- Provost, M., & Mennessier-jouannet, C. (1994). *Carte archéologique de la Gaule 63-2 Le Puy-de-Dôme*. Paris: Ministère de la Culture.
- Prufer, K. M., Thompson, A. E., & Kennett, D. J. (2015). Evaluating Airborne LiDAR for Detecting Settlements and Modified Landscapes in Disturbed Tropical Environments at Uxenká, Belize. *Journal of Archaeological Science*, 57, 1–13.
- Rashid, M. A. (1974). Absorption of metals on sedimentary and peat humic acids. *Chemical Geology*, 13, 115–123.
- Raynal, J.-P. (1984). Chronologie des basses terrasses de l'Allier en Grande Limagne (Puy-de-Dôme, France). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 21, 79–84.
- Raynal, J.-P., Vernet, G., & Daugas, J. (2003). Evolution récente de la Limagne d'Auvergne ( France ) : impacts du volcanisme et aspects des peuplements humains au Tardiglaciaire et à l'Holocène . In C. Albore-Livadie & F. Ortolani (Eds.), *Variazioni climatico-ambientali e impatto sull'uomo nell'area circum-mediterranea durante l'Olocene, Territorio storico et ambiente 3* (pp. 461–475). Bari: Edipuglia.
- Raynal, J.-P., Daugas, J.-P., & Pelletier, H. (1979). *Etudes quaternaires en Grande Limagne d'Auvergne. II : les dépôts de versant du Creux-Rouge, commune de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme)*. *Nouvelles archives du Museum d'Histoire naturelle de Lyon, fascicule*, 87–95.
- Rechat, L. (1904). *Les eaux thermo-minérales de la Boucle de l'Allier, Les Martres-de-Veyre, Corent, Sainte-Marguerite*. Clermont-Ferrand: Imprimerie S Monier.
- Reimer, P. J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J. W., Blackwell, P. G., Bronk Ramsey, C., Buck, C. E., Cheng, H., Edwards, R. L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T. P., Hafflidason, H., Hajdas, I., Hatté, C., Heaton, T. J., Hoffmann, D. L., Hogg, A. G., Hughen, K. A., Kaiser, K. F., Kromer, B., Manning, S. W., Niu, M., Reimer, R. W., Richards, D. A., Scott, E. M., Southon, J. R., Staff, R. A., Turney, C. S. M., & van der Plicht, J. (2013). IntCal13 and Marine13 Radiocarbon Age Calibration Curves 0–50,000 Years cal BP. *Radiocarbon*, 55, 1869–1887.

- Rendu, C., Passarrius, O., Calastrenc, C., Julia, R., Llubes, M., Illes, P., Campmajo, P., Jodry, C., Crabol, D., Bille, E., Conesa, M., Bousquet, D., & Lallemand, V. (2015). Reconstructing past terrace fields in the Pyrenees: Insights into land management and settlement from the Bronze Age to the Early Modern era at Vilalta (1650 masl, Cerdagne, France). *Journal of Field Archaeology*, 40, 461–480.
- Retallack, G. J. (2001). *Soils of the past. An introduction to paleopedology*. Blackwell Science.
- Rey, F. (2005). Efficacité des ouvrages de génie biologique pour le piégeage des sédiments dans des ravines incisées dans des marnes (Alpes du Sud, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 11, 21–30.
- Reynolds, P. J. (1988). Pit technology in the Iron Age. *British Archaeology*.
- Rihs, S., Condomines, M., & Poidevin, J.-L. (2000). Long-term behaviour of continental hydrothermal systems : U-series study of hydrothermal carbonates from the French Massif Central (Allier Valley). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 3189–3199.
- Ringrose-Voase, A. J., & Humphreys, G. S. (1994). *Soil Micromorphology: studies in management and genesis*. Amsterdam: Elsevier.
- Rippey, B., Murphy, R. J., & Kyle, S. W. (1982). Anthropogenically derived changes in the sedimentary flux of magnesium, chromium, nickel, copper, zinc, mercury, lead, and phosphorus in Lough Neagh, Northern Ireland. *Environmental Science & Technology*, 16, 23–30.
- Riquier, V., Auxiette, G., Fechner, K., Loicq, S., & Toulemonde, F. (2015). Éléments de géographie humaine et économique à l'âge du Bronze et au premier âge du Fer dans la plaine de Troyes. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 112, 339–367.
- Roberts, N., Cassis, M., Doonan, O., Eastwood, W., Elton, H., Haldon, J., Izdebski, A., & Newhard, J. (2018). Not the End of the World? Post-Classical Decline and Recovery in Rural Anatolia. *Human Ecology*, 1–18.
- Rösch, M. (1998). The history of crops and crop weeds in south-western Germany from the Neolithic period to modern times, as shown by archaeobotanical evidence. *Vegetation History and Archaeobotany*, 7, 109–125.
- Rösch, M. (2013). Land use and food production in Central Europe from the Neolithic to the Medieval period: change of landscape, soils and agricultural systems according to archaeobotanical data. *Economic archaeology: from structure to performance in European archaeology*, 109–127.
- Ruddiman, W. (2003). The anthropogenic greenhouse era began thousands of years ago. *Climatic Change*, 61, 261–293.
- Ruddiman, W. (2007). The early anthropogenic hypothesis---challenges and responses. *Reviews of Geophysics*, 8, 1749.
- Ruddiman, W. (2017). Geographic evidence of the early anthropogenic hypothesis. *Anthropocene*, 20, 4–14.

- Ruddiman, W., Ellis, E. C., Kaplan, J. O., & Fuller, D. Q. (2015). Defining the epoch we live in. Is a formally designated “Anthropocene” a good idea? *Science*, 348, 38–39.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Briquieu, L., Colin, C., & Siani, G. (2010). Clay minerals and geochemistry record from northwest Mediterranean coastal lagoon sequence: Implications for paleostorm reconstruction. *Sedimentary Geology*, 228, 205–217.
- Sageidet, B. M. (2013). Soil micromorphological evidence from Iron Age land use at Tornby and Mörtlösa in Linköping, Sweden. *Quaternary International*, 315, 116–130.
- Salanova, L., Brunet, P., Cottiaux, R., Hamon, T., & Renard, C. (2011). Du Néolithique récent à l’âge du Bronze dans le Centre Nord de la France : les étapes de l’évolution chrono-culturelle, 77–101.
- Salminen, R., Batista, M. J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., & De Vos, W. (2005). FOREGS Geochemical Atlas of Europe, Part I\* Background Information, Methodology, and Maps. Geol. Surv. Finland, Espoo.
- Salvador, P.-G., & Berger, J.-F. (2014). The evolution of the Rhone River in the Basses Terres basin during the Holocene (Alpine foothills, France). *Geomorphology*, 204, 71–85.
- Salvador, P.-G., Berger, J.-F., Fontugne, M., & Gauthier, E. (2005). Étude des enregistrements sédimentaires holocènes des paléoméandres du Rhône dans le secteur des Basses Terres (Ain, Isère, France). *Quaternaire*, 16, 315–328.
- Scholle, P. A., & Ulmer-scholle, D. S. (2003). *A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks : grains, texture, porosity, diagenesis*. Tulsa, Oklahoma: American Association of Petroleum Geologists.
- Schwartz, D. (2012). Les temps du Sol: Interprétations temporelles de l’archivage pédologique dans les approches paléoenvironmentalistes et géoarchéologiques. *Étude et Gestion des Sols*, 19, 51–70.
- Sedov, S., Stoops, G., & Shoba, S. (2010). Regoliths and Soils on Volcanic Ash. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 275–303). Elsevier.
- Serneels, V. (2009). Qu’est-ce qui change dans la vie quotidienne lorsque l’on remplace le bronze par le fer ? In *De l’âge du Bronze à l’âge du Fer en France et en Europe occidentale (Xe - VIIe siècle av. J.-C.)*. La moyenne vallée du Rhône aux âges du Fer. Actes du XXXe colloque international de l’A.F.E.A.F., co-organisé avec l’A.P.R.A.B. (pp. 433–439).
- Sevara, C., Pregesbauer, M., Doneus, M., Verhoeven, G., & Trinks, I. (2016). Pixel versus object — A comparison of strategies for the semi-automated mapping of archaeological features using airborne laser scanning data. *Journal of Archaeological Science: Reports*, 5, 485–498.
- Shala, S., Helmens, K. F., Jansson, K. N., Kylander, M. E., Risberg, J., & Löwemark, L. (2014). Palaeoenvironmental record of glacial lake evolution during the early Holocene at Sokli, NE Finland. *Boreas*, 43, 362–376.

- Sigaut, F. (1978). Les réserves de grains à long terme. Techniques de conservation et fonctions sociales dans l'histoire. Lille III: Editions MSH.
- Sigaut, F. (1985). L'évolution technique des agricultures européennes avant l'époque industrielle.
- Siklosy, Z., Demeny, A., Vennemann, T. W., Kramers, J., & Lauritzen, S. E. (2007). Middle bronze age climate change recorded in a Hungarian stalagmite : triggering by volcanic activity ? *Holocene*, 9, 2–3.
- Simon, F.-X., Dousteysier, B., Pareilh-Peyrou, M., Labazuy, P., Donnadiou, F., & Guillemoteau, J. (2017). Occupation et gestion de l'espace à l'Antiquité en marge d'un ancien centre Arverne, apports des données de prospections sur la villa de Lieu Dieu (Puy-de-Dôme, France) et son espace périphérique. In Colloque d'Archéométrie, GMPCA. Rennes.
- Simon, F.-X., Mayoral, A., Vautier, F., & Miras, Y. (2015). Refinement of ALS point cloud through the assesment of bare-earth classification algorithms: the Aypona Project case study. *Archaeologia Polona*, 53, 578–581.
- Slager, S., & van de Wetering, H. T. J. (1977). Soil formation in archaeological pits and adjacent loess soils in Southern Germany. *Journal of Archaeological Science*, 4, 259–267.
- Smith, M. J., & Clark, C. D. (2005). Methods for the visualization of digital elevation models for landform mapping. *Earth Surface Processes and Landforms*, 30, 885–900.
- Soldati, M., Corsini, A., & Pasuto, A. (2004). Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena*, 55, 141–161.
- Spek, T., Waateringe, W. G. Van, Kooistra, M., & Bakker, L. (2003). Formation and land-use history of celtic fields in north-west Europe - An interdisciplinary case study at Zeijen, the Netherlands. *European Journal of Archaeology*, 6, 141–173.
- Stark, M. T., Evans, D., Rachna, C., Piphah, H., & Carter, A. (2015). Residential patterning at Angkor Wat. *Antiquity*, 89, 1439–1455.
- Steffen, W., Broadgate, W., Deutsch, L., Gaffney, O., & Ludwig, C. (2015). The trajectory of the anthropocene: The great acceleration. *Anthropocene Review*, 2, 81–98.
- Steffen, W., Grinevald, J., Crutzen, P., & McNeill, J. (2011). The Anthropocene: conceptual and historical perspectives. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369, 842–867.
- Steinhilber, F., Abreu, J. A., Beer, J., Brunner, I., Christl, M., Fischer, H., Heikkila, U., Kubik, P. W., Mann, M., McCracken, K. G., Miller, H., Miyahara, H., Oerter, H., & Wilhelms, F. (2012). 9,400 Years of Cosmic Radiation and Solar Activity From Ice Cores and Tree Rings. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109, 5967–5971.
- Stevenson, F. J., & Ardakani, M. S. (1972). Organic matter reactions involving micronutrients in soils. *Micronutrients in agriculture*.

- Stolt, M. H., & Lindbo, D. L. (2010). Soil Organic Matter. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 369–396). Elsevier.
- Stoops, G., & Schaefer, C. E. (2010). Pedoplasmatation. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 69–79). Elsevier.
- Stoops, G., Marcelino, V., & Mees, F. (2010a). Micromorphological Features and Their Relation to Processes and Classification. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 15–35). Elsevier.
- Stoops, Marcelino, V., & Mees, F. (2010b). *Interpretation of Micromorphological features of soils and regoliths*. Amsterdam: Elsevier.
- Stoops. (2003). *Guidelines for Analysis and Description of soil and Regolith Thin Sections*. Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America.
- Stuiver, M., & Braziunas, T. F. (1993). Sun, Ocean, Climate and Atmospheric  $^{14}\text{CO}_2$ : an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene*, 3, 289–305.
- Stuiver, M., & Reimer, P. J. (1993). Extended  $^{14}\text{C}$  database and revised Calib 3.0  $^{14}\text{C}$  Age Calibration program. *Radiocarbon*, 35, 215–230.
- Stular, B., Kokalj, Z., Ostir, K., & Nuninger, L. (2012). Visualization of lidar-derived relief models for detection of archaeological features. *Journal of Archaeological Science*, 39, 3354–3360.
- Styring, A., Rösch, M., Stephan, E., Stika, H.-P., Fischer, E., Sillmann, M., & Bogaard, A. (2017). Centralisation and long-term change in farming regimes: Comparing agricultural practices in Neolithic and Iron Age south-west Germany. In *Proceedings of the Prehistoric Society* (Vol. 83, pp. 357–381).
- Surmely, F. (2004). *Les sources minérales oubliées du Massif central*. Éd. de La Montmarie.
- Sutinen, R., Hyvönen, E., & Kukkonen, I. (2014). LiDAR detection of paleolandslides in the vicinity of the Suasselkä postglacial fault, Finnish Lapland. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 27, 91–99.
- Syvitski, J. P. M., & Kettner, A. (2011). Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 369, 957–975.
- Targulian, V. O., & Goryachkin, S. V. (2004). Soil memory: Types of record, carriers, hierarchy and diversity. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21, 1–8.
- Tarolli, P. (2014). High-resolution topography for understanding Earth surface processes: opportunities and challenges. *Geomorphology*, 216, 295–312.
- Teuber, S., Ahlrichs, J. J., Henkner, J., Knopf, T., Kühn, P., & Scholten, T. (2017). Soil cultures – the adaptive cycle of agrarian soil use in central Europe: An interdisciplinary study using soil scientific and archaeological research. *Ecology and Society*, 22.

- Tinner, W., Lotter, A. F., Ammann, B., Conedera, M., Hubschmid, P., Van Leeuwen, J. F. N., & Wehrli, M. (2003). Climatic change and contemporaneous land-use phases north and south of the Alps 2300 BC to 800 AD. *Quaternary Science Reviews*, 22, 1447–1460.
- Trément, F. (2011) (dir.). *Les arvernes et leurs voisins du Massif Central à l'Époque Romaine-Une archéologie du développement des territoires*, vol. I. Clermont-Ferrand: Revue D'auvergne, Alliance Universitaire d'Auvergne.
- Trément, F., Argant, J., Bréhéret, J.-G., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Fournier, G., Liabeuf, R., Loison, G., Lopez-Saez, J.-A., Macaire, J.-J., Marinval, P., Mennessier-Jouannet, C., Milcent, P.-Y., Prat, B., Rialland, Y., & Vernet, G. (2007). Un ancien lac au pied de l'oppidum de Gergovie (Puy-de-Dôme). *Gallia*, 64, 289–351.
- Trément, F., Argant, J., Bréhéret, J.-G., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Fournier, G., Lopez-Saez, J.-A., Macaire, J.-J., Prat, B., & Vernet, G. (2005). Paysages et peuplement dans le bassin de Sarliève du Néolithique au Moyen Âge (Puy-de-Dôme, France). Éléments pour un nouveau modèle socio-environnemental. In J. F. Berger, F. Bertoncello, F. Braemer, G. Davtian, & M. Gazenbeek (Eds.), *Temps et espaces de l'homme en société, analyses et modèles spatiaux en archéologie. XXVe rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes* (pp. 485–498). Antibes: APDCA.
- Trément, F., Ballut, C., Mennessier-Jouannet, C., & Argant. (2002). Mutations environnementales et systèmes socio-économiques en grande Limagne (Massif Central Français) de l'âge du Fer au Moyen Age. In H. Richard & A. Vignot (Eds.), *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest* (pp. 269–279). Besançon: Presses Universitaires de Franche-Comté.
- Trément, F., Mennessier-Jouannet, C., Argant, J., Bréhéret, J.-G., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Lopez-Saez, J.-A., Macaire, J.-J., Prat, B., & Vernet, G. (2007). Le bassin de Sarliève : occupation du sol et paléo-environnement à l'âge du Fer. In *L'archéologie de l'âge du Fer en Auvergne, Actes du XXVIIe colloque international de l'A.F.E.A.F* (pp. 385–400). Clermont-Ferrand.
- Trément, F., Loison, G., Argant, J., Cabanis, M., Dousteysier, B., Fourmont, A., Fournier, G., Liabeuf, R., Prat, B., Rialland, Y., & Vernet, G. (2006). Interactions sociétés-milieus en Grande Limagne du Néolithique à l'époque romaine Apport des recherches interdisciplinaires conduites dans le bassin de Sarliève (Puy-de-Dôme). *Préhistoire du Sud-Ouest*, 11, 11–32.
- Turner, J. N., Jones, A. F., Brewer, P. A., Macklin, M. G., & Rassner, S. M. (2015). Micro-XRF Applications in Fluvial Sedimentary Environments of Britain and Ireland: Progress and Prospects. In I. W. Croudace & R. G. Rothwell (Eds.), *Micro-XRF studies of sediment cores* (pp. 227–265). Springer, Dordrecht.
- Usai, M. R. (2001). Textural Pedofeatures and Pre-Hadrian's Wall Ploughed Paleosols at Stanwix, Carlisle, Cumbria, U.K. *Journal of Archaeological Science*, 28, 541–553.
- Vallat, P. (2002). Histoire de l'occupation du sol dans la Limagne des buttes (Puy-de-Dôme) de l'Age du Fer à l'Antiquité Tardive. Université d'Avignon et des pays du Vaucluse.




- Vallat, P. (2003). Rapport de diagnostic gazoduc Cournon-Issoire (1ere tranche).
- Van Daele, M., Moernaut, J., Silversmit, G., Schmidt, S., Fontijn, K., Heirman, K., Vandoorne, W., De Clercq, M., Van Acker, J., Wolff, C., Pino, M., Urrutia, R., Roberts, S. J., Vincze, L., & De Batist, M. (2014). The 600 yr eruptive history of Villarrica Volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Geological Society of America Bulletin*, 126, 481–498.
- Van Den Eckhaut, M., Poesen, J., Verstraeten, G., Vanacker, V., Nyssen, J., & Moeyersons, J. (2007). Use of LIDAR-derived images for mapping old landslides under forest. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32, 754–769.
- Van der Leeuw, S. E., Audouze, F., Berger, J. F., Durand-Dastès, F., Favory, F., Fiches, J. L., Gazenbeek, M., Girardot, J. J., Mathian, H., Nuninger, L., Odier, T., Pumain, D., Raynaud, C., Sanders, L., Tourneux, F. P., Verhagen, P., & Zannier, M. P. (2005). Climate, hydrology, land use, and environmental degradation in the lower Rhone Valley during the Roman period. *Comptes Rendus - Geoscience*, 337, 9–27.
- Van Geel, B., & Magny, M. (2002). Mise en évidence d'un forçage solaire du climat à partir de données paléocéologiques et archéologiques: la transition Subboréal Subatlantique. In H. Richard & A. Vignot (Eds.), *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires en Europe de l'Ouest* (pp. 107–122). Besançon: Presses Universitaires de Franche-Comté.
- Van Geel, B., Buurman, J., & Waterbolk, H. T. (1996). Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science*, 11, 451–460.
- Van Geel, B., Heijnis, H., Charman, D. J., Thompson, G., & Engels, S. (2014). Bog burst in the eastern Netherlands triggered by the 2.8 kyr BP climate event. *Holocene*, 24, 1465–1477.
- Van Vliet-Lanoë, B. (2010). Frost Action. In *Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths* (pp. 81–108). Elsevier.
- Vautier, F., Corenblit, D., Hortobágyi, B., Fafournoux, L., & Steiger, J. (2016). Monitoring and reconstructing past biogeomorphic succession within fluvial corridors using stereophotogrammetry. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 1448–1463.
- Veldkamp, A., Kroonenberg, S., Heijnis, H., & Ven den Berg van Saparoea, R. (2004). The suitability of dated travertines as a record of fluvial incision: Allier (France) floodplain dynamics during the late Quaternary. *Quaternaire*, 15, 159–165.
- Vernet, G. (2011). Rapport de diagnostic. Avenue du Commandant Berrier, Les Martres de Veyre, Puy-de-Dôme, Auvergne.
- Vernet, G. (2013). La séquence sédimentaire des Gravanches/Gerzat : enregistrement d'événements « catastrophiques » à valeur chronologique en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *Quaternaire*, 24, 109–127.

- Vernet, G., & Raynal, J.-P. (2000). Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences*, 330, 399–405.
- Vernet, G., & Raynal, J.-P. (2002). Éruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leur impact sur les environnements. In *Hommes et Volcans. De l'éruption à l'objet. XIVth Congress UISPP, Liege*.
- Vernet, G., Raynal, J.-P., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., Pilleyre, T., & Sanzelle, S. (1998). Tephrostratigraphy of the last 160KA in western Limagne (France). *Quaternary International*, 47–48, 139–146.
- Verstraeten, G., Broothaerts, N., Van Loo, M., Notebaert, B., D'Haen, K., Duser, B., & De Brue, H. (2017). Variability in fluvial geomorphic response to anthropogenic disturbance. *Geomorphology*, 294, 20–39.
- Vidal, N., & De Goër, A. (1997). Le Puy d'Aubière et le glissement de Gergovie. *Association du Site de Gergovie*.
- Vidal, N., Hervé, A. D. G. De, & Camus, G. (1996). Collapse of erosional reliefs in volcanic terrains. Examples from the Massif Central, France. *Quaternaire*, 7, 117–127.
- Vital, J. (2004). Du Néolithique Final Au Bronze Moyen Dans Le Sud-Est De La France : 2200-1450 Av . J.-C. *Cypselia* 15, 11–38.
- Vital, J. (2014). La chronologie céramique du Bronze ancien et moyen du Massif central aux Alpes. In I. Sénépart, F. Leandri, J. Cauliez, T. Perrin, & E. Thirault (Eds.), *Chronologie de la Préhistoire récente dans le Sud de la France Actualité de la recherche (10 Rencontres méridionales de Préhistoire récente)*. Toulouse: Archives d'écologie Préhistorique.
- Vogel, J. S., Cornell, W., Nelson, D. E., & Southon, J. R. (1990). Vesuvius/Avellino, one possible source of seventeenth century BC climatic disturbances. *Nature*, 344, 534–537.
- Walker, M. J. C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnham, R. M., Rasmussen, S. O., & Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch: A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommittee on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27, 649–659.
- Wang, S., Ge, Q., Wang, F., Wen, X., & Huang, J. (2013). Abrupt climate changes of Holocene. *Chinese Geographical Science*, 23, 1–12.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T. J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J. O., Küttel, M., Müller, S. A., Prentice, I. C., Solomina, O., Stocker, T. F., Tarasov, P., Wagner, M., & Widmann, M. (2008). Mid- to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791–1828.
- Wanner, H., Solomina, O., Grosjean, M., Ritz, S. P., & Jetel, M. (2011). Structure and origin of Holocene cold events. *Quaternary Science Reviews*, 30, 3109–3123.

- Waters, C. N., Zalasiewicz, J., Summerhayes, C., Barnosky, A. D., Poirier, C., Gałuszka, A., Cearreta, A., Edgeworth, M., Ellis, E. C., Ellis, M., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J. R., Richter, D. D. B., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wapre, M., Williams, M., Zhisheng, A., Grinevald, J., Odada, E., Oreskes, N., & Wolfe, A. P. (2016). The Anthropocene is functionally and stratigraphically distinct from the Holocene. *Science*, 351.
- Wedepohl, K. H. (1978). *Handbook of geochemistry*. Springer-Verlag.
- Whittle, A., Rouse, A. J., Evans, J. G., Barker, C., Cartwright, C., Cruse, G., Dennis, I., Fairbairn, A. S., Hamilton, M., Macphail, R. I., Noddle, B., & Pollard, J. (1993). A Neolithic Downland Monument in its Environment: Excavations at the Easton Down Long Barrow, Bishops Cannings, North Wiltshire. *Proceedings of the Prehistoric Society*, 59, 197–239.
- Widlok, T., Aufgebauer, A., Bradtmöller, M., Dikau, R., Hoffmann, T., Kretschmer, I., Panagiotopoulos, K., Pastoors, A., Peters, R., Schäbitz, F., Schlummer, M., Solich, M., Wagner, B., Weniger, G. C., & Zimmermann, A. (2012). Towards a theoretical framework for analyzing integrated socio-environmental systems. *Quaternary International*, 274, 259–272.
- Wilhelm, B., Arnaud, F., Sabatier, P., Magand, O., Chapron, E., Courp, T., Tachikawa, K., Fanget, B., Malet, E., Pignol, C., Bard, E., & Delannoy, J. J. (2013). Palaeoflood activity and climate change over the last 1400 years recorded by lake sediments in the north-west European Alps. *Journal of Quaternary Science*, 28, 189–199.
- Yokoyama, R., Shirasawa, M., & Pike, R. J. (2002). Visualizing Topography by Openness : A New Application of Image Processing to Digital Elevation Models. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 68, 257–265.
- Yu, P., Eyles, N., & Sookhan, S. (2015). Automated drumlin shape and volume estimation using high resolution LiDAR imagery (Curvature Based Relief Separation): A test from the Wadena Drumlin Field, Minnesota. *Geomorphology*, 246, 589–601.
- Zakšek, K., Oštir, K., & Kokalj, Ž. (2011). Sky-view factor as a relief visualization technique. *Remote Sensing*, 3, 398–415.
- Zakšek, K., Oštir, K., Pehani, P., Čotar, K., & Kokalj, Ž. (2014). *Relief Visualization Toolbox*.
- Zalasiewicz, J., Waters, C. N., Summerhayes, C. P., Wolfe, A. P., Barnosky, A. D., Cearreta, A., Crutzen, P., Ellis, E., Fairchild, I. J., Gałuszka, A., Haff, P., Hajdas, I., Head, M. J., Ivar do Sul, J. A., Jeandel, C., Leinfelder, R., McNeill, J. R., Neal, C., Odada, E., Oreskes, N., Steffen, W., Syvitski, J., Vidas, D., Wapre, M., & Williams, M. (2017). The Working Group on the Anthropocene: Summary of evidence and interim recommendations. *Anthropocene*, 19, 55–60.
- Zamanian, K., Pustovoytov, K., & Kuzyakov, Y. (2016). Pedogenic carbonates: Forms and formation processes. *Earth-Science Reviews*, 157, 1–17.
- Zimmermann, A. (2012). Cultural cycles in Central Europe during the Holocene. *Quaternary International*, 274, 251–258.

- Zimmermann, A., Hilpert, J., & Wendt, K. P. (2009). Estimations of Population Density for Selected Periods Between the Neolithic and AD 1800. *Human Biology*, 81, 357–380.
- Zolitschka, B., Behre, K.-E., & Schneider, J. (2003). Human and climatic impact on the environment as derived from colluvialuvial and lacustrine archives—examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. *Quaternary Science Reviews*, 22, 81–100 ST–Human and climatic impact on the envi.





**ANNEXE I: TABLEAU DE SYNTHÈSE DES DESCRIPTIONS  
MICROMORPHOLOGIQUES (LAC DU PUY)**

---



2	CL 40-49-5	Polyédrique subangulaire bien développée, à vides cavitaires, <b>chenaux très rares</b>	1/4	OP	Sables grossiers/gravillons de basalte et scorie très abondants, <b>abondants sables de quartz</b> . Quelques fragments de chaille et un <b>fragment de céramique</b> , <b>abondants phytolithes et spicules</b> .	Jaune pale, très souvent brune ou marron clair, <b>très abondantes punctuations sombres</b> .	GPS / CS	Très abondants microcharbons, <b>assez de macrocharbons</b> ,	<b>Abondants revêtements fins et remplissages argileux rougeâtres</b> , rarement laminés, sales et mal orientés. <b>Très abondants nodules imprégnatifs ferrugineux</b> parfois disorthiques marron rougeâtre et gris jaunâtre. <b>Abondants hyporevêtements ferrugineux</b> et/ou manganiques des vides. Quelques petits nodules ferromanganiques très imprégnés amorphes (bas), rares nodules manganiques purs. Abondance de <b>grands agrégats pédogéniques marron, anorthiques</b> , et rarement jaunâtres smectitiques (anorth.)
3	CL 49-5-62	Polyédrique subangulaire bien développée, <b>refermée vers le bas</b> . Str. secondaire <b>prismatique</b> , intrapedale <b>granulaire</b> . <b>Chenaux abondants</b> et quelques cavités.	1/5 (haut) à 1/10 (bas)	OP	Abondants sables grossiers/gravillons basaltiques, quelques scories taille sable moyen. <b>Abondants sables fins quartzeux</b> . Pseudomorphes noirs. Assez de phytolithes et de spicules (matrice).	Jaune pale, parfois brune ou marron clair, <b>très abondantes punctuations sombres</b> (haut)	GPS / CS	Abondants microcharbons, rares <b>macrocharbons</b> , un <b>phragmit d'os</b> .	<b>Abondants revêtements argileux fins</b> , non laminés, blancs a orangés, <b>parfois intégrés</b> dans la matrice. <b>Quelques papules orangées (anorth.)</b> et <b>abondants fragments d'argiles néoformées verdâtres</b> . <b>Abondants grands nodules ferromanganiques dendritiques fortement imprégnés</b> , parfois <b>abondants nodules ferrugineux marron rougeâtre et gris jaunâtre imprégnatifs</b> , parfois disorthiques. <b>Rares agrégats pédogéniques marron</b> (anorth.).
3	CL 62-73-5	Polyédrique subangulaire bien agrégée, <b>peu séparée</b> . Str. intrapedale <b>granulaire</b> . <b>Chenaux abondants</b> et assez de cavités. Struct. secondaire <b>prismatique</b> .	1/10	OP	Abondants sables grossiers/gravillons basaltiques, <b>rares scories</b> et quartzs taille sable fin, rares pseudomorphes noirs, un <b>petit fragment de chaille</b> . <b>Phytolithes et spicules très abondants</b> (matrice).	<b>Jaune grisâtre pale</b> , quelques zones plus sombres, <b>assez de punctuations sombres</b>	GPS / CS	Abondants microcharbons, <b>macrocharbons très rares</b> .	<b>Abondants revêtements argileux fins</b> , parfois limpides, non laminés, blanc/orangé, <b>parfois intégrés dans la matrice</b> . Quelques papules orangées anorthiques et <b>abondants fragments d'argiles néoformées verdâtres</b> . <b>Abondants grands nodules ferromanganiques dendritiques</b> fortement imprégnés, et <b>assez de nodules ferrugineux imprégnatifs</b> brun rougeâtre et gris jaunâtre (certains anorthiques). <b>Quelques hyporevêtements ferro-manganiques</b> et revêtements manganiques. <b>Quelques grands agrégats pédogéniques marron</b> (anorth.), et peu jaunâtres smectitiques (anorth.).
4a	CL 73-5-83-5	Polyédrique subangulaire modérément agrégée et séparée, <b>refermée vers bas</b> de lame. <b>Assez de chenaux</b> et peu de vésicules, <b>moins vers bas de lame</b> .	1/20	OP	<b>Peu de sables fins a moyens basaltiques, rares scories, forte altération</b> des pyroxènes, quelques pseudomorphes noirs. <b>Peu de quartz, peu ou pas de phytolithes</b> et de spicules.	<b>Jaune pale, aires plus sombres (haut)</b> , pointillée de particules sombres, <b>beaucoup plus limpide en bas</b>	ST / GPS	Abondants microcharbons, rares <b>macrocharbons</b> , Amas denses <b>des streptomycetes silicifiés sur toute la lame</b> .	<b>Abondants revêtements argileux fins, limpides</b> , peu ou pas orientés, <b>certains intégrés dans la matrice</b> . <b>Abondantes petites papules jaunâtres</b> , et <b>fragments d'argiles néoformées verdâtres</b> . <b>Quelques petits nodules ferromanganiques sub-dendritiques a amorphes</b> (milieu et haut), quelques nodules manganiques massifs. <b>Abondants nodules imprégnatifs ferrugineux</b> (plus en haut) brun rougeâtre et gris jaunâtre, certains anorth. <b>Hyporevêtements ferrugineux diffus des vides systématiques</b> . <b>Abondants agrégats pédogéniques marron</b> (anorth.). Quelques agrégats smectitiques jaunâtres ( <b>disorth.</b> ).
4a	CL 83-5-93-5	Polyédrique subangulaire à angulaire modérément à <b>faiblement agrégée et séparée (bas)</b> . Struct. intrapedale <b>massive</b> , <b>assez de vésicules et abondants chenaux (haut)</b> . Struct. secondaire légèrement prismatique	1/20 à 1/25	VOP	<b>Peu de sable moyen a grossier basaltique, assez a fortement altéré</b> . Minéraux volcaniques <b>très altérés</b> . <b>Peu de petits quartzs et scories rares et petites</b> . <b>Assez de phytolithes et de spicules</b> (matrice).	<b>Gris jaunâtre pale</b> , parfois jaune orangée, limpide a pointillée de particules sombres	GPS / ST	<b>Peu de revêtements argileux</b> , typiques, limpides. <b>Abondants fragments de papules orangées a rougeâtres, laminées et arrondies</b> , dans la matrice. <b>Abondants fragments d'argiles néoformées verdâtres arrondis</b> . <b>Nodules ferromanganiques dendritiques a arrondis petits et rares</b> , assez de nodules manganiques purs, <b>quelques revêtements ferrugineux</b> . <b>Nodules de fer imprégnatifs diffus rougeâtres et gris jaunâtre très abondants</b> , certains anorthiques. <b>Abondants grands agrégats pédogéniques marron arrondis</b> (anorth.).	
4a	CL 93-5-105	Structure de <b>fissures verticales</b> à polyédrique mal séparée et agrégée (haut), <b>polyédrique subangulaire a angulaire mieux développée (bas)</b> . <b>Chenaux très abondants</b> partout, en haut <b>assez de vésicules</b> , en bas assez de cavités.	1/25	VOP	<b>Rares sables moyens a fins basaltiques peu altérés rares petites scories</b> et quartzs/plagioclases?, rares pseudomorphes, peu ou pas de phytolithes et de spicules.	<b>Jaune pale</b> , parfois jaune orangée ou obscurcie, <b>légèrement pointillée de particules sombres a limpide</b> .	GPS / ST	Quelques <b>macrocharbons</b> , abondants microcharbons. <b>Masses de streptomycetes silicifiés</b> (haut de lame)	<b>Revêtements et surtout remplissages argileux très abondants blanchâtres, fins et clairs, intégrés</b> parfois dans la matrice. <b>Assez de papules orangées arrondies, abondants fragments d'argiles néoformées verdâtres roulés</b> . <b>Assez de nodules ferromanganiques moyens amorphes</b> (haut), de nodules manganiques, et de revêtements et hyporevêtements ferrugineux. <b>Nodules de fer modérément à très imprégnés</b> rougeâtres et jaunâtres très abondants, certains anorthiques. <b>Assez d'agrégats pédogéniques marron moyens</b> (anorth.), et d'agrégats smectitiques jaunâtres (disorth.)



4a / 5a	CL 105-115	Polyédrique subangulaire <b>bien séparée et agrégée</b> , str. <b>intrapédale massive</b> avec peu de cavités et de chenaux.	1/20 (haut) à 1/10 (bas)	OP	Sables grossiers/ <b>gravillons</b> de basalite et scorie roulés assez abondants, petits très <b>altérés</b> , pseudomorphes noirs. Rares plagioclases/quartz. Très <b>abondantes altéroréiques</b> scoriacées (haut), tres désagrégées et riches en <b>pseudomorphes rouge sombre</b> .	<b>Jaune pale</b> , parfois jaune orangée, assombrie ou rosée. <b>Illuviaions très limpides, reste pointillé.</b>	Assez de microcharbons, peu ou <b>pas de macrocharbons. Masses de streptomycetes silicifiés (bas).</b>	<b>Abondants remplissages argileux massifs</b> (milieu-bas), assez limpides, <b>pas bien orientés, parfois laminés. Peu de papules orangées</b> , bien orientées et laminées, <b>très abondants fragments d'argiles néoformées</b> verdâtres. <b>Quelques petits nodules ferromanganiques amorphes</b> (haut), peu de nodules manganiques, <b>peu de revêtements ferrugineux</b> . Très abondants nodules de fer impregnatifs (bas). Peu à assez de petits agrégats pédogéniques marron (north.), et agrégats smectitiques jaunâtres assez abondants dis- à anorthiques.
5a	CL 115-125	Polyédrique subangulaire <b>bien agrégée peu séparée</b> ; structure granulaire <b>colmatée par</b> illuviation massive, <b>assez de vésicules</b> et quelques cavités, <b>abondants petits chenaux</b> dans argiles illuviales.	¼ (haut) to ½ (bas)	OP / DSP	Très <b>abondants sables grossiers et graviers</b> de basalite, basalite scoriacé et assez de scories, <b>peu altérés</b> . Quelques petits plagioclases, peut-être rares quartz. Quelques à <b>assez de phytolithes</b> . Abondantes <b>altéroréiques scoriacéstrés désagrégés</b> et altérés riches en <b>pseudomorphes rouges</b>	Très <b>hétérogène</b> , jaune pale, parfois obscurcie ou orangée, <b>légèrement pointillée</b> de particules opaques.	<b>Pas de macrocharbons</b> , microcharbons difficiles à identifier, <b>rare streptomycetes silicifiés.</b>	<b>Remplissages argileux blanchâtres massifs</b> , mal orientés, entre les granules matriciels (bas). Très <b>abondants revêtements et remplissages argileux blanchâtres très laminés</b> en croissant, fins et bien orientés, <b>parfois sales</b> (haut). Ces deux illuviaions sont séparées par un <b>revêtement argileux fin et sale, discontinu</b> . <b>Revêtements argileux marron sales</b> dans la porosité. <b>Très abondantes papules orangées roulées</b> (haut), <b>très abondants fragments arrondis d'argiles néoformées</b> verdâtres (bas). <b>Assez de nodules ferromanganiques irréguliers</b> (haut), surimposés aux illuviaions. Assez de nodules manganiques purs. <b>Très abondants nodules impregnatifs de fer diffus</b> , parfois disorthiques. <b>Agrégats pédosédimentaires arrondis gris sombre très abondantsforment la matrice</b> . Assez d'agrégats pédogéniques smectitiques jaunâtres.
5a / 6a	CL 125-134	Polyédrique subangulaire (haut) à granulaire bien agrégée et peu séparée ( <b>illuvée</b> ) en bas, a str. de fissures. <b>Abondants chenaux dans aires illuvées</b> , assez de vésicules.	1/2	DSP à SSP	<b>Basaltes et scories très grossiers</b> extrêmement abondants, moyennement a très <b>altérés</b> (scories). <b>Plagioclases très abondants</b> dans granules péosédimentaires matriciels, rares <b>quartz et chailles</b> . Quelques pseudomorphes noirs, <b>abondants rouges. Abondantes altéroréiques</b> assez désagrégées.	Jaune pale, avec <b>abondantes aires marron pale</b> Légèrement pointillée, <b>fortement dans granules matriciels.</b>	<b>Pas de macrocharbons et peu ou pas de microcharbons,</b>	<b>Revêtements et remplissages argileux intergranulaires massifs</b> , pas bien orientés, <b>pointillés extrêmement abondants</b> (haut et milieu). <b>Assez de revêtements et remplissages argileux fins, laminés</b> en croissant, limpides et bien orientés (haut). Ces deux illuviaions sont parfois <b>séparées par un revêtement argileux fin et sale discontinu</b> . <b>Revêtements argileux marron sales et organiques dans la porosité</b> (haut). <b>Assez de papules orangées arrondies</b> , fragments d' <b>argiles néoformées extrêmement abondants</b> . <b>Assez de nodules de fer impregnatifs, quelques revêtements et hyporevêtements ferrugineux diffus</b> , quelques nodules manganiques. <b>Gros agrégats pédosédimentaires arrondis gris sombre extrêmement abondants</b> et resserrés forment la matrice.
6a	CL 134-144	Polyédrique subangulaire <b>bien agrégée (granules), peu séparée</b> ( <b>illuvée</b> ), à structure de fissures, <b>refermée vers le bas</b> . <b>Quelques chenaux dans les remplissages argileux, abondantes cavités, et assez en transition a vésicules.</b>	½ à 2/3	DSP à SSP	<b>Basaltes et scories très grossiers</b> extrêmement abondants moyennement roulés et altérés. <b>Grands plagioclases très abondants</b> dans les granules matriciels. <b>Peu/pas d'altéroréiques</b> . Peu de pseudomorphes noirs, <b>assez de pseudomorphes rouges</b> . Assez de <b>fragments de microquartz-chaille</b> (bas). Un <b>petit fragment de granite</b> (bas). <b>Quelques phytolithes</b> dans les nodules marron sombre.	<b>Jaune pale</b> , certaines aires <b>marron pale, assez a très pointillé de particules opaques.</b>	<b>Assez de macrocharbons, abondants microcharbons, petits fragments de MO</b> dans agrégats marron sombre)	<b>Très abondants revêtements et remplissages argileux blanchâtres</b> fins entre les granules matriciels, non laminés et pas orientés. <b>Assez à abondants revêtements et remplissages fins blanchâtres, laminés et limpides, moyennement orientés. Fragments d'argiles néoformées</b> verdâtres extrêmement abondants, en clusters. <b>Abondants très petits nodules impregnatifs de fer, et revêtements et hyporevêtements</b> moyennement imprégnés a diffus dans les vides et sur les agrégats. Extrêmement <b>abondants agrégats pédosédimentaire granulaires gris sombre</b> forment la matrice, très resserrés. <b>Quelques grands agrégats pédogéniques marron sombre, riches en MO et charbon, assez humiques</b>

Synthèse des données micromorphologiques par lame mince (LM) et par US. C-F : relation Grossier-Fin. RD : Distribution Relative, (OP : Open Porphyric, VOP : Very open Porphyric, DSP : Double Spaced Porphyric,

SSP : Single Spaced Porphyric). BF : Fabrique de birréfringence (GPS : Granoporostriated, CS : circular striated, ST : strial). Les éléments significatifs sont en gras



**ANNEXE II: TABLEAU DE SYNTHÈSE DES DESCRIPTIONS  
MICROMORPHOLOGIQUES (LA NARSE DE LA SAUVETAT)**

---



64-70 70-74 N204	1/20 OP	Complexe, polyédrique subangulaire à grumeleuse, agrégats rugueux, spongieux, peu accommodés, modérément séparée et agrégée. Struct. secondaire prismatique. <b>Abondantes cavités (parfois polyconcaves). Très abondants petits chenaux (64-70 cm).</b>	Peu de sables fins quartzeux-feldspathiques, très rarement basaltiques, peu de sables fins à limons calcaires. <b>Abondants restes de malacofaune</b> partout, assez d'ostracodes. Diatomées spécialement entre 64 et 70 cm, liées à injections de micromasse d'unités supérieures. <b>Assez de biosphéroïdes orthiques haut de lame (64-70 cm). Assez d'oogones haut de lame (64-70 cm). Assez de grands agrégats carbonatés tuffacés (70-74 cm).</b>	jaunâtre à rougeâtre, très organique, abondantes zones marron sombre plus manganiques, très densément pointillée à tachetée (obscurie) Grains de microsparite. <b>Grande injection de micromasse beige clair, floconneuse, très riche en calcite et diatomées.</b> -70-74 cm : micromasse, moins organique, très carbonatée cristallitique, voir tuffacée.	<b>Extrêmement abondants fragments petits à moyens de tissus brun rougeâtres</b> (spécialement 64-70 cm). <b>Abondant micro et macrocharbons,</b> dont certains millimétriques (spécialement 64-70 cm). Pigment organique indifférencié et MO fine amorphe très abondante. <b>Quelques petits fragments d'os</b>	Très abondants revêtements fins et remplissages de calcite de la porosité. <b>Assez de pseudomorphes micritiques de characés,</b> plus abondants et microsparitiques entre 70 et 74 cm. Abondants <b>pseudomorphes de calcite (tubes)</b> individuels, plus abondants vers 70-74 ou parfois ils forment des <b>grands agrégats tuffacés micritiques à microsparitiques,</b> qui incluent des diatomées et des phytolithes. (70-74 cm). <b>Extrêmement abondants petits nodules de calcite microsparitique à sparitique</b> (plus développés 70-74 cm). Très abondants et grands nodules manganiques diffus modérément à fortement imprégnés.
74-79 N204+N205A	1/20 OP	<b>Polyédrique subangulaire à grumeleuse bien séparée et agrégée, petits chenaux très abondants, peu de gros chenaux,</b> peu de cavités. Struct. secondaire vaguement prismatique.	Peu de limons à sables fins calcaires, peu à rares quartzeux-feldspathiques. <b>Peu de biosphéroïdes. Très abondants restes de malacofaune peu ou pas fragmentés, peu d'ostracodes. Assez d'oogones de characés.</b>	Argileuse marron sombre à noire, très organo-manganique, très densément pointillée (obscurie). Abondants grains de microsparite.	Microcharbons très abondants (batonnets). Assez à abondants macrocharbons. <b>Très abondante MO fine. Très abondants restes variés de tissus bruns, marron rougeâtre à noir.</b>	Abondants revêtements fins de calcite des vides, plus épais que dans les lames inférieures. Abondants <b>nodules de calcite sparitique en formation</b> (petits), rarement des gros. Peu d'injections de micromasse beige riche en diatomite et spicules des niveaux supérieurs (bioturbation). <b>Très abondants grands agrégats pédogéniques marron clair, irréguliers et angulaires, en provenance de l'unité sous-jacente</b>
79-88 N205B	1/20 OP	<b>Polyédrique angulaire à subangulaire, bien séparée et agrégée, petits chenaux très abondants, peu de gros chenaux,</b> peu de cavités. Struct. secondaire vaguement prismatique.	Sables basaltiques et scoriacés très rares, rares minéraux volcaniques. Assez de sables calcaires, peu de sables quartzeux. <b>Biosphéroïdes très grands et abondants à très abondants, certains très roulés.</b> Restes de malacofaune peu abondants, rares phytolithes	Argileuse marron clair à marron jaunâtre, pointillée de particules opaques, abondants grains de microsparite, parfois très tachetée de fer	Abondants <b>microcharbons (batonnets)</b> , peu de <b>macrocharbons,</b> un fragment d'os, abondants restes de <b>MO rougeâtres gélifiés.</b> MO fine amorphe assez abondante.	<b>Revêtements de calcite très fins très abondants,</b> assez de <b>nodules sparitiques orthiques</b> petits à moyens. Quelques <b>petits nodules imprégnatifs ferrugineux irréguliers,</b> peu de <b>hyporevêtements</b> de fer diffus et irréguliers de fer. Abondantes <b>injections tubulaires de matrice des niveaux supérieurs</b> : beige clair riche en diatomées, plus fréquemment grise ou noire et riche en MO, calcite, charbons et restes de malacofaune.
88-100 N206	1/20 OP	<b>Polyédrique subangulaire à granulaire, légèrement grumeleuse.</b> Moyennement à peu agrégée et séparée (assez refermée), <b>petits chenaux extrêmement abondants, rares gros chenaux,</b> assez de cavités, rares chambres.	Sables basaltiques et scoriacés très rares, un gravillon de scorie, rares minéraux volcaniques, rares sables fins quartzeux. Assez de sables à sables grossiers calcaires. <b>Biosphéroïdes abondants à très abondants, parfois roulés.</b> Peu à assez de restes de malacofaune, rares phytolithes	Argileuse marron grisâtre à jaunâtre, <b>peu d'aires rougeâtres</b> très diffusées, <b>densément pointillée de particules sombres.</b> Très abondants grains de microsparite. <b>Micritisation forte de moitié inférieure.</b>	<b>Microcharbons abondants à très abondants (batonnets),</b> assez de <b>macrocharbons (batonnets),</b> un grand fragment d'os. MO fine amorphe abondante. <b>Assez de fragments divers de MO marron rougeâtre filamenteux, assez de fragments de racines</b> parfois millimétriques marron rougeâtre dans les vides, assez de sphénules rougeâtres (spores ?).	Abondants revêtements de calcite des vides très fins, assez de nodules de calcite irréguliers à arrondis, <b>disorthiques ou anorthiques,</b> assez de <b>petits nodules imprégnatifs de fer très diffus</b> irréguliers, <b>rares quasi-revêtements imprégnatifs de fer autour de gros chenaux,</b> assez de nodules peu à moyennement imprégnés et diffus de Mn, irréguliers ou dendritiques. Peu à assez d' <b>injections de matrice sombre très organique et/ou carbonatée des niveaux supérieurs</b> en relation avec les radicales et les vides (haut de lame).
100-112 N207	1/20 OP	<b>Polyédrique subangulaire à angulaire, modérément séparée et bien agrégée.</b> Struct. secondaire subangulaire vaguement prismatique. Cavités (plus en haut) et petits chenaux (plus milieu-bas, 105-109 cm) fréquents.	<b>Absence de sables basaltiques et scoriacés,</b> quelques limons à sables fins quartzeux feldspathiques bien triés, assez de limons et rarement sables moyens calcaires. <b>Quelques biosphéroïdes, peu de restes de malacofaune, rares phytolithes,</b>	Argileuse marron jaunâtre parfois rougeâtre ou grisâtre, pointillée de particules sombres. Grains de microsparite.	<b>Microcharbons (batonnets) abondants, abondants fragments organiques rougeâtres (radicales, tissus) moyens,</b> parfois pigment organique rougeâtre, MO fine amorphe assez abondante	Revêtements de calcite des vides très fins, <b>remplissages lâches et discontinus de micrite fréquents</b> dans la porosité la plus fine, <b>très rares nodules de calcite anorthiques.</b> Assez de nodules manganiques diffus à bien imprégnés, arrondis à dendritiques. <b>Rares revêtements argileux microlaminés,</b> typiques, partiellement orientés, limpides à pulvérulents, orthiques. <b>Peu d'injections de micromasse sombre organo-manganique, ainsi que beige clair limpide des niveaux supérieurs,</b> parfois associée avec les restes de radicales et les vides.

112-124	N208	1/20	OP	Rares minéraux volcaniques, <b>très abondants limons, quelques sables fins calcaires</b> , rarement sables moyens. <b>Assez de limons quartzeux/feldspathiques</b> , rarement sables fins. Peu de restes de malacofaune, <b>peu de biosphéroïdes</b> , rares phylolithes	Argileuse marron jaunâtre grisâtre, rarement rougeâtre, pointillée de particules sombres, <b>aires de micritisation</b> (front 113-114 cm), grains de microsparite	Microcharbons (bâtonnets) <b>abondants, rares macrocharbons</b> , abondante MO fine amorphe. <b>Quelques sphères rougêtres (spores?)</b> . <b>Pigment organique et fragments rougêtres ou marrons petits a moyens abondants</b>	Revêtements de calcite très fins de la porosité, assez d' <b>hypo-révêtements de micrite</b> de chenaux. Assez à abondants <b>nodules moyens de calcite micritique à spatritique</b> irréguliers, orthiques à disorthiques, plus ou moins développés. Quelques <b>quasirévêtements/ hyporevêtements de fer et micrite de chenaux</b> . Assez de très petits nodules imprégnatifs de fer. <b>Assez de nodules de manganèse modérément à fortement imprégnés</b> , rares injections de matrice riche en MO des niveaux supérieurs.
124-136	N209	1/7	OP	<b>Rares sables moyens à grossiers basaltiques, très roulés</b> . <b>Très abondants limons à sables grossiers calcaires</b> . <b>Assez à abondants limons à sables fins quartzeux-feldspathiques</b> . Assez de restes de malacofaune, <b>peu de biosphéroïdes et petits,</b>	Argileuse marron jaunâtre à rougeâtre, zones grisâtres, pointillée. Grains de microsparite.	<b>Microcharbons abondants, peu de macrocharbons</b> , petits fragments de MO amorphes abondants, pigment rougeâtre abondant, <b>petits fragments marron rougeâtre de tissus abondants</b> .	Abondants revêtements de calcite très fins de la porosité, rarement associés à des <b>hyporevêtements de fer diffus</b> (autour de petits chenaux). Parfois des remplissages partiels de calcite. <b>Assez de nodules de calcite micritiques à spatritiques irréguliers, orthiques à disorthiques, en différents états d'évolution</b> . <b>Assez de nodules manganiques très faiblement imprégnés et très diffus, orthiques</b> . <b>Rares fragments de revêtements argileux poussièreux et mal orientés, anorthiques</b> . <b>Peu de masses excrémentales d'acariens, liées aux restes organiques</b> . Rares inclusions de matrice sombre riche en MO et microcharbons.
136-148	N210	1/7	OP	<b>Peu de sables fins a grossiers (voire petits granules) de basalte, moins fréquemment scorie</b> (et plus petits), bien roulés. Rares minéraux volcaniques. <b>Très abondants limons à sables grossiers calcaires</b> , abondants limons et sables fins quartzeux-feldspathiques. <b>Peu de restes de malacofaune, peu a assez de biosphéroïdes</b> .	Argileuse marron jaunâtre, zones rougêtres ou grisâtres. Pointillée de particules sombres. Grains de microsparite.	<b>Microcharbons abondants, un grand macrocharbon isolé</b> . Matière organique fine amorphe. Rares fragments de radicules et tissus rougêtres, parfois pigment organique rougeâtre. <b>Deux fragments d'os</b> .	Abondants revêtements de calcite très fins et très peu marqués de la porosité, <b>abondants nodules de calcite moyens, microspatritiques a spatritiques, concentrés c. 140-142 cm</b> , orthiques à disorthiques. <b>Assez de nodules manganiques très diffus, faiblement imprégnés</b> , typiques à dendritiques. Un nodule ferromanganique très imprégné orthique isolé. Parfois <b>hyporevêtements micritiques</b> ou <b>manganiques</b> diffus liés à porosité.
152-165	N211	1/8	OP	<b>Peu de sables fin a grossiers basaltiques, bien roulés, rares sables fins scoriacés</b> . <b>Très abondants limons à sables fins (rarement grossiers) calcaires</b> , subangulaires à arrondis. Abondants limons a sables fins (rares grossiers) quartzeux-feldspathiques, subangulaires à arrondis. <b>Peu de biosphéroïdes (absents moitié inf.)</b> , assez de restes de malacofaune.	Argileuse marron jaunâtre, aires grisâtres, rarement rougêtres, pointillée. Grains de microsparite. <b>Aires de micritisation à la base</b> .	<b>Abondants microcharbons, peu de macrocharbons</b> . Assez de matière organique fine amorphe. <b>Abondants petits fragments de radicules et tissus rougêtres</b> . Assez de pigment organique rougeâtre. <b>Un fragment d'os</b> .	Abondants revêtements de calcite très fins des vides. <b>Rares revêtements de calcite de calcite micritique à spatritique plus ou moins arrondis, orthiques à disorthiques</b> . <b>Peu de nodules manganiques diffus</b> , faiblement à modérément imprégnés, orthiques. <b>Masses d'excréments d'acariens très abondantes</b> partout, associées aux restes rougêtres de tissus végétaux.
165-172	N212A	1/8	OP	<b>Assez de sables fins à moyens basaltiques et scoriacés</b> , souvent bien arrondis. Abondants limons à s. fins quartzeux-feldspathiques, avec <b>abondance de feldspaths</b> . <b>Très abondants sables moyens à grossiers calcaires</b> . <b>Rares fragments de granite et de silex taille sable</b> . <b>Très rares biosphéroïdes</b> , assez de restes de malacofaune.	Argileuse marron jaunâtres parties grisâtres, pointillée. Grains de microsparite.	<b>Assez de microcharbons, rares macrocharbons</b> . Peu a assez de MO fine amorphe, peu à assez de pigment organique rougeâtre. <b>Assez de petits fragments rougêtres de radicules et tissus</b>	Abondants revêtements de calcite fins des vides. <b>Rares revêtements de calcite de particules grossières anorthiques, laminés</b> . Rares nodules de calcite spatritiques anorthiques. Abondants restes de <b>carbonatations tuffacées (tubes)</b> , probablement anorthiques. Rares nodules manganiques diffus. <b>Un fragment isolé de remplissage argileux pulvérulent, anorthique</b> . <b>Quelques grands agrégats pédogéniques argileux, allongés et aux bords diffus, à BF monostréée, anorthiques</b> . <b>Abondantes masses d'excréments d'acariens</b> , associées aux restes végétaux.

A entassement de grains (bas); de grains et microagrégats (milieu); polyédrique (haut) (=sables modérément à bien triés, vaguement lités, granoclasement positif: s.grossier à limon). Bien séparé, pas agrégé.

N212B  
166-178

CP (top) 9/10  
EG/ MG (bas)

Quelques petites scories, assez à abondants basaltes, abondants quartz et feldspaths, extrêmement abondants sables grossiers/gravillons calcaires, quelques fragments de sparite. Assez de petits minéraux volcaniques (olivine, pyroxène, néphéline). Peu de silic. Rares sables granitiques. Très abondants biosphéroïdes très roulés avec revêtement de calcite, peu à assez de restes de malacofaune.

Quand présente (haut) argileuse marron jaunâtre, pointillée, grains de microsparite

Microcharbons rares, peu de macrocharbons. MO fine amorphe rare. Peu de fragments rougeâtres de tissus. Peu à assez de fragments d'os petits à moyens.

Revêtements de calcite de la plupart des particules sableuses, parfois polyphasés (pisolithiques?), héritées. Peu de pseudomorphes carbonatés de characées (anorthiques). Quelques nodules sparitiques roulés, anorthiques. Assez de fragments de revêtements/remplissages argileux plus ou moins limpides et altérés, anorthiques. Quelques agrégats pédogéniques rougeâtres à marron sombre, anorthiques. Fine pellicule argileuse sombre déposée au sommet des sables.

Assez de sables fins à grossiers basaltiques, assez de s. fins scoriacés, bien roulés, assez de minéraux volcaniques, dont néphéline. Assez de sables quartzux/feldspathiques. Peu de fragments de silic. rares de granite. Extrêmement abondants sables fins à gravillons de calcaire, assez de fragments de sparite. Abondants restes de malacofaune fragmentés, vaguement lités. Assez de biosphéroïdes très roulés.

Argileuse marron jaunâtre à grisâtre, pointillée, grains de microsparite

Abondants microcharbons, assez à abondants macrocharbons. Rare pigment organique rougeâtre. Rare MO fine amorphe. Peu de fragments de tissus et radicales rougeâtres, assez de fragments d'os, dont un de 3 mm.

Peu ou pas de revêtements fins de calcite des vides. Peu de petits nodules sparitiques orthiques. Abondants revêtements micritiques des sables (haut), microlaminés (pisolithiques ?). Peu de nodules organo-manganiques, fortement imprégnés. Peu d'excroissements d'acariens. Quelques agrégats pédogéniques anorthiques, arrondis (pédosédimentaires), aux compositions et fabriques variées. Rares «tubes» tuffacés, anorthiques.

N213  
178-186

Fissurale, à polyédrique subangulaire très pauvrement séparée et agrégée. Intrapédale massive, rares cavités.

CP 3/4  
/SSP

Abondants sables grossiers de différents basaltes, dont gravier (+ de 3 cm) à la base. Peu de sables moyens scoriacés. Assez à abondants minéraux volcaniques dont néphéline et/ou analcime. Assez de sables fins à grossiers quartzux-feldspathiques. Extrêmement abondants sables fins à grossiers calcaires. Abondant cristaux de sparite. Rares fragments de silic, quelques tubes tuffacés. Assez à abondants restes de malacofaune fragmentés. Assez de biosphéroïdes très roulés.

Quand présente, argileuse marron jaunâtre à grisâtre, finement pointillée, grains de microsparite.

Assez de microcharbons (micromasse argileuse), peu à assez de macrocharbons. MO fine amorphe. Quelques fragments de tissus et radicales rougeâtres. Assez de fragments d'os petits à moyens.

Peu de revêtements de calcite très fins des vides. Peu de nodules de calcite, certains roulés. Revêtements de calcite microilités de certains grains minéraux et biominéraux. Peu de petits fragments d'argiles hyalines pédosédimentaires. Peu d'agrégats pédosédimentaires anorthiques aux caractéristiques variées, bien roulés. Peu de petits nodules de manganeuse difflus, peu imprégnés. Peu de petits nodules de fer diffus faiblement imprégnés (base).

N214  
188-195

A entassement de grains (haut), de grains et microagrégats (milieu), fissurale (bas) (=sables moyens à grossiers, granoclasement faible à inverse, modérément triés). Bien séparé, pas agrégé. Quelques cavités à la base.

MG 3/4 à 1/5  
CP/ OP (bas)

Synthèse des données micromorphologiques par lame mince (LM) et par US. C-F : relation Grossier-Fin. RD : Distribution Relative, (OP : Open Porphyric, CP: Closed Porphyric, SSP: Single Spaced Porphyric, MG:

Monic, EG: Enaulic). BF : Fabrique de birréfringence (SP: Speckled, CC: Calcitic Crystallitic). Les éléments significatifs sont en gras





**ANNEXE III: CARTE GÉOMORPHOLOGIQUE DU PUY DE  
CORENT ET DE SES MARGES**





# CARTE GEOMORPHOLOGIQUE DU PUY DE CORENT

## Topographie & Hydrologie

- Courbe de niveau 5m
- Cours d'eau mineur
- Drain
- Plan d'eau
- Source
- Source thermo-minérale
- Bassin fermé

## Surfaces artificialisées

- Surface urbanisée ou artificielle
- Gravières
- Carrières
- Fouille archéologique

## Lithologie

- Basaltes
  - Arkose
  - Peperite
  - Dépôts de travertin
- ### Formes structurales
- Escarpement > 10m
  - Escarpement 2-10m
  - Gradin < 2m
  - Plateau basaltique
  - Plateau de lahar résiduel
  - Cone de scorie
  - Surface structurale (calcaire)

## Formes d'érosion

### Erosion fluviale

- Thalweg
- Ravine
- Rebord de terrasse/chenal (bien préservé)
- Rebord de terrasse/chenal (mal préservé)

## Formes d'accumulation

### Dépôts alluviaux

- Dépôts actuels du chenal
- Alluvions modernes Fz (+1-2m, subact. à actuel)
- Terrasses Fy/z (+2-3 m, Holocène récent-subact.)
- Terrasses Fy (+5-10m, Holocène Ancien-Moyen)
- Terrasses Fx (+15-20m, Pleist. sup. à Tardiglac.)
- Terrasses Fv/w (+30-40m, Pleistocène moy./sup.)

Alluvions de l'Allier

- Alluvions indifférenciés des tributaires
- Alluvions résiduels (Pleistocène moyen)
- Colluvions d'alluvions
- Cône alluvio-colluvial

### Dépôts alluvio-colluviaux des dépressions

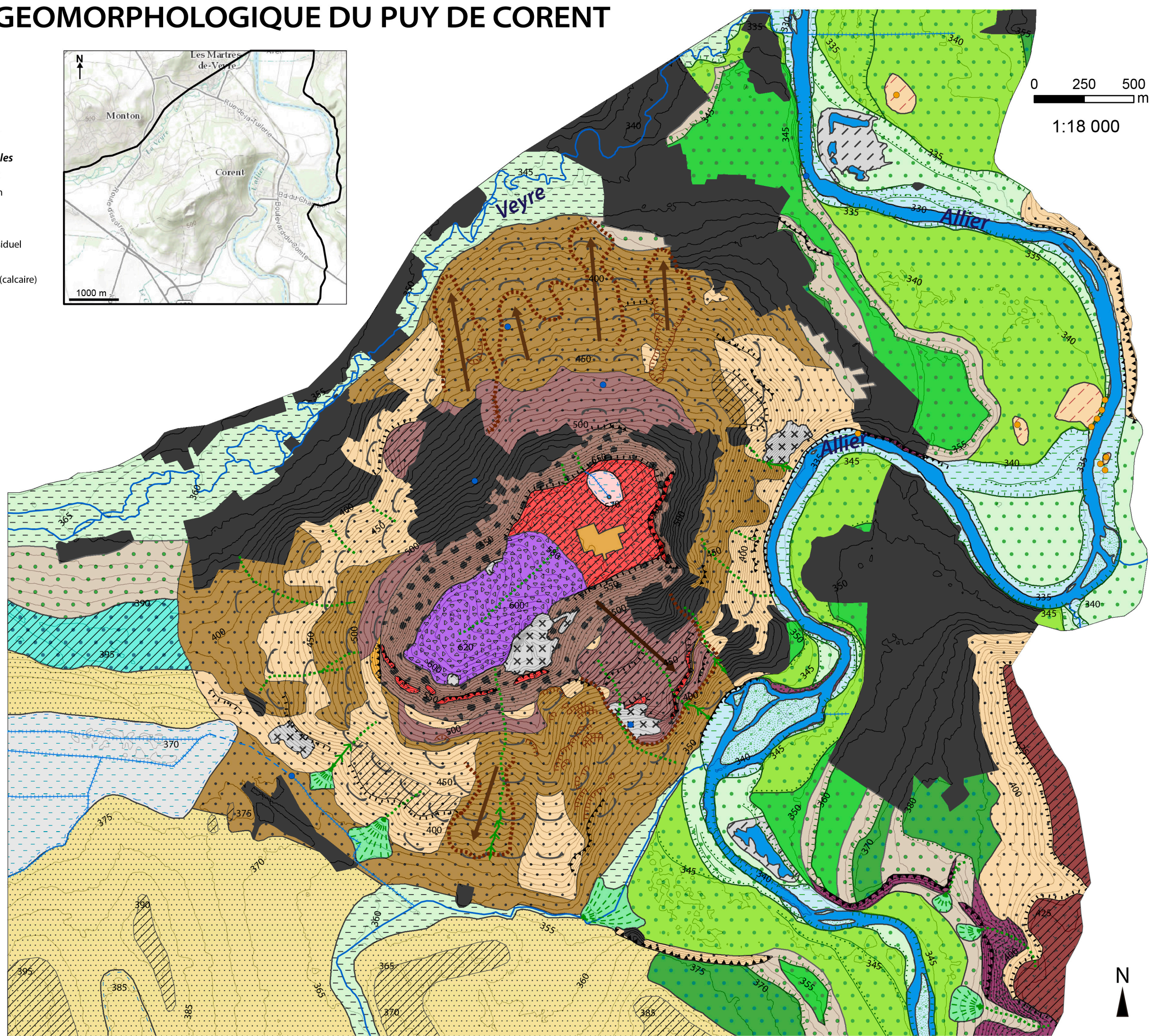
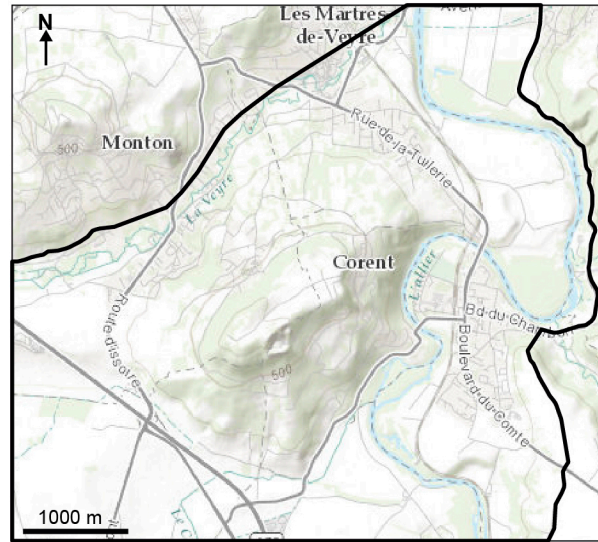
- Formations argileuses carbonatées hydromorphes
- Formations argileuses volcaniques hydromorphes

### Dépôts des versants

- Talus d'éboulis volcaniques
- Colluvion volcanique
- Colluvion volcano-sédimentaire
- Colluvion principalement sédimentaire
- Sols et colluvions marno-calcaires de la plaine

## Formes gravitaires

- Cicatrice de glissement
- Glissement majeur (coulées, complexes)
- Solifluxion/reptation



0 250 500  
m  
1:18 000







## **TABLES DE RÉFÉRENCE**





# TABLE DES FIGURES

---

## Introduction Générale

Figure 0-1. Localisation de Corent au sein de la Limagne des Buttes et dans le Massif Central..... p. 21

Figure 0-2. Échelles spatio-temporelles et phases successives de l'approche géoarchéologique..... p. 24

## Chapitre I

Figure 1-1. A-Chronologie de la première utilisation « significative » du sol et récupération depuis le pic d'utilisation, de 6000 BC à 2000 AD. B-Synthèse des principaux impacts sur les systèmes naturels qui ont été proposés pour définir le début de l'anthropocène, entre 15 ka BP et 2000 AD. .... p. 30

Figure 1-2. Fondements climatiques de la théorie de « l'anthropocène précoce » de Ruddiman. .... p. 32

Figure 1-3. A- Schéma conceptuel des interactions socio-environnementales sur le long terme appliqué à l'utilisation du sol. B- Boucles de rétroactions positives ou négatives de l'utilisation du sol sur les dynamiques érosives..... p. 35

Figure 1-4. Imbrication de la géomorphologie et de la pédologie dans l'étude paléoenvironnementale intégrée des systèmes fluviaux-palustres, extensible aux archives sédimentaires holocènes en général..... p. 36

Figure 1-5. Oppida européens de la fin de l'âge du Fer (Ile-Ier s. BC) au nord-ouest de la chaîne alpine..... p. 38

Figure 1-6. A, B- Localisation de la Limagne dans le Massif Central et l'Auvergne. C- Localisation de la zone sud de la Limagne ou Limagne des Buttes. D- Vue panoramique de la partie sud de la Chaîne des Puys E- Panorama de la Limagne des buttes depuis le Puy St-Romain, vers le nord. F- Panorama du sommet du plateau de Gergovie. .... p. 41

Figure 1-7. A- Dynamiques et relations des sites archéologiques du bassin Clermontois à l'Age du Fer B- Vue aérienne du Puy de Corent C- Amphores vinaires italiennes découvertes lors de la fouille programmée du site de Corent D-Restitution 3D de l'oppidum de Corent à la fin de l'âge du Fer ..... p. 46

## Chapitre II

Figure 1. (A) Study area location in French Massif Central; (B) LiDAR survey extent. .... p. 55

Figure 2. Examples of VTs used (D–I) at a 0.5 m resolution compared with other traditional techniques and DEM resolutions (A–C), within a flat area with ancient field patterns. .... p. 57

Figure 3. Selected areas (ancient field patterns in a flat fluvial terrace, flood channels, and landslide scars in steep slopes) under some VTs ..... p. 58

Figure 4. General workflow to compute Highest Gradient Model (HGM) and produce spatial statistics from the six selected VTs ..... p. 59

Figure 5. Example of digitalization (detected field patterns within a selected window) using selected VTs. .... p. 62

Figure 6. General overview of Highest Gradient Model and detailed examples ..... p. 63

Figure 7. Relative contrast by noise classes and VTs..... p. 65

Figure 8. Contrast (A) and mean noise (B) by slope classes and VTs. .... p. 66

Figure 9. Contrast (A) and mean noise (B) by curvature classes and VTs. .... p. 68

Figure 10. Idealized representation of best VT choice (high contrast and low noise) depending on slope and curvature parameters..... p. 70

Figure A1. Contrast by Surface Relief Ratio (SRR) classes and VTs. .... p. 73

### Chapitre III

- Fig. 3-1. A-Localisation de la zone d'étude dans le Massif Central. B-Extrait de la carte topographique IGN 1 :25.000 (Feuille de Veyre-Monton) couvrant la zone d'étude. C-Modèle de pente dérivé des données LiDAR montrant les principaux éléments du relief de la zone d'étude. .... p. 81
- Fig. 3-2. A- Localisation des principaux sites archéologiques de la zone d'étude. B- Plan des secteurs fouillés entre 1993 et 2015 sur le plateau de Corent. C-Vue d'ensemble de la fouille 2015. D-Vue d'ensemble du sanctuaire, de la fouille et du Lac du Puy en arrière plan, en 2013..... p. 82
- Fig. 3-3. A-Localisation de la zone d'étude dans le contexte géologique de la France. B-Géologie simplifiée de la Limagne du Sud et du Plateau des Dômes adjacents. C-Extrait de la minute de la carte géologique de Veyre-Monton. D- coupe géologique schématique du Puy de Corent ..... p. 84
- Fig. 3-4. A-Affleurement de basaltes du Puy de Corent, avec disjonction prismatique. B- Petite carrière dans le cône de scorie du Puy de Corent. C- Calcaire marneux, parfois gypseux, du flanc est du Puy de Corent. D- Affleurement d'arkoses en bordure d'Allier. .... p. 85
- Fig. 3-5. A-Vue d'ensemble du plateau de Corent, des terrasses de l'Allier, de la Vallée de la Veyre et des reliefs structuraux volcaniques du Massif Central en arrière-plan. B-Vue d'ensemble de Corent depuis le Nord. C-Vue d'ensemble du sommet du plateau de Corent, entouré d'un talus d'éboulis basaltique complètement végétalisé. D-Vue du versant est et nord-est du Puy de Corent depuis la terrasse Fx de l'Allier..... p. 89
- Fig. 3-6. A- Coupe d'une vingtaine de mètres dans la terrasse Fx en amont du pont du Bateau. B-Terrasse Fx partiellement indurée par un ciment ferrugineux dans le secteur du Bay. C-chenal de crue de l'Allier sur les alluvions Fz, dans le secteur de la boucle de l'Allier. D-Modèle de pentes avec courbes de niveau à 1m, montrant les cônes d'épandage alluvio-colluvial au contact de petites ravines du versant sud de Corent avec la plaine de la Sauvetat. .... p. 93
- Fig. 3-7. A-Vue aérienne de la partie base du plateau de Corent, avec le Lac du Puy et la fouille archéologique en deuxième plan. B-Aspect du remplissage argileux partiellement scoriacé de la cuvette du Lac du Puy lors des opérations de sondage de 2015. C-Sol hydromorphe de la Narse de la Sauvetat, avec des restes de malacofaune. D-Carottage dans le bassin de la Narse de la Sauvetat, à proximité d'un drain, à l'ouest du Puy de Corent. .... p. 94



- Fig. 3-8. Nature et configuration des formations superficielles des versants du Puy de Corent..... p. 97
- Fig. 3-9. A-Bassin des sources des Saladis sur la terrasse Fy. B-Induration progressive par des travertins du sommet de la terrasse Fx dans le secteur du Bay. C- Détail de la photographie précédente (travertins massifs au sommet de la séquence). D et E (détail)- Travertins en formation sur le rebord de la terrasse Fy, en bord d'Allier. .... p. 99
- Fig. 3-10. A- Ravine sur les formations superficielles marno-calcaires remplie et fossilisée par du colluvion volcanique (partie supérieure du versant sud). B- Coupe montrant la présence de ravines probablement pléistocènes très incisées dans le secteur sud. C- Surface d'abrasion sur des arkoses dans le lit de l'Allier (secteur du pont des Goules). D- Chemin soumis au ravinement dans le versant nord-est (zone moyenne). E- Érosion diffuse sur formations superficielles marno-calcaires minces du bas de versant sud du Puy de Corent. .... p. 101
- Fig. 3-11. A-Modèle de pentes et imagerie aérienne montrant deux grands glissements du versant nord du Puy de Corent. B- Modèle d'ombrage de la grande aire de glissement du versant sud/sud-est. C- Photographie aérienne du même versant avec alternance de colluvions volcaniques (sombres) et marno-calcaires (clairs). D- Modèle de pente du grand glissement du versant. .... p. 104
- Fig. 3-12. A- Carrière de Roc Rouge et petite carrière (gauche) sur le sommet du Puy de Corent. B et C- Terrasses agricoles aujourd'hui disparues sous la végétation, mais bien visibles par l'imagerie LiDAR D-Exemple d'un secteur de terrasses sur laquelle la végétation s'est réinstallée depuis quelques décennies..... p. 106
- Fig. 3-13. Extrait de la carte pédologique du Val d'Allier. Les différents types de sols ont été regroupés par unités morphologiques de relief..... p. 110
- Fig. 3-14. Cartographie du potentiel géoarchéologique de la zone d'étude en fonction de la démarche et des objectifs de cette thèse..... p. 111
- Fig. 3-15. A- Localisation des deux secteurs de la zone d'étude où existent des paléochenaux. C- Vue du paléochenal +3m du secteur 1. D- Extrait du cadastre napoléonien montrant le secteur 1. F- Carte de 1675 du tronçon de l'Allier entre le Château de Chadieu et le château de Chalus. G- Extrait du cadastre napoléonien représentant le secteur 2. .... p. 114
- Fig. 3-16. A- Plan global des secteurs sélectionnés pour conduire le travail géoarchéologique. B-Implantation des sondages S3 et S4 dans le secteur 3. C- Implantation prévue des sondages dans le secteur 1 (Lac du Puy). D-

Implantation finale des sondages dans le Lac du Puy. E et F : implantation des sondages S5 à S7 au pied du versant ouest.. .....	p. 118
--	--------

#### Chapitre IV

Figure 1. A, B and C: Study area location and approximate extent of the main phases of settlement (C). D: Map of the geoarchaeological survey trenches, with location of the studied stratigraphic logs and the archaeological finds. E: electrical conductivity map and pit distributions (red: low values, blue: high values). F: Early 19th century map of the Lac-du-Puy (Napoleonic land register). G: EMI tomography (magnetic permeability section) along the A-B transect illustrated in D. . .....	p. 126
---	--------

Figure 2. a) Closely distributed pits in trench 2. b) Pits cross-cutting a LBA archaeological soil in trench 1. c) Pit 25604 and underlying Neolithic structure. d) Log 2.2 including a pit and SU 4a1. e) Stratigraphic survey of the south of trench 1. f) Log 4. g) Log 8. h) Synthetic interpretation of chrono-stratigraphic relationships between pits, natural stratigraphy and well-dated archaeological remains .....	p. 128
--	--------

Figure 3. Main pedo-sedimentary phases of the Lac-du-Puy evolution between early Neolithic and modern period. ....	p. 135
--	--------

#### Chapitre V

Figure 5- 1. A, B : Localisation du site d'étude. C : Localisation de la cuvette du Lac du Puy par rapport au site archéologique. D : Modélisation de l'épaisseur du remplissage argileux de la cuvette et situation des deux carottes étudiées. E : Coupe correspondant exactement à la carotte COR13-4. ....	p. 144
--	--------

Figure 5- 2. Superposition (gris sombre) du modèle d'âge de Ledger et al. (gris clair, gauche) et du modèle d'âge intégrant une date néolithique (gris, droite).....	p. 148
--	--------

Figure 5-3. Éléments micromorphologiques récurrents dans la séquence analysée. ....	p. 151
---	--------

Figure 5- 4. Détails micromorphologiques des US 2, 3 et 4. ....	p. 156
---	--------

Figure 5-5. Caractéristiques micromorphologiques des US5a et 6a. ....	p. 160
---	--------

Figure 5- 6. A : ACP des éléments sélectionnés. B : Distribution des individus dans l'espace factoriel triés par US.....	p. 164
--	--------

Figure 5- 7. Sélection de données géochimiques de COR13-4.....	p. 165
--	--------

Figure 5- 8. Sélection de données géochimiques de COR13-2.....	p. 166
Figure 5- 9. Synthèse et interprétation hiérarchisée de la succession de processus pédologiques et micromorphologiques du Lac du Puy, divisée en 6 phases micromorphologiques (M1 à M6). .....	p. 170
Figure 5-10. Synthèse multi-proxy des différents indicateurs paléoenvironnementaux obtenus pour la carotte COR13-4.....	p. 174

## Chapitre VI

Figure 1. A) Situation of the study area in the French Massif Central. B) Situation of La Narse de la Sauvetat basin between the Puy de Corent and the Puy de Saint Sandoux, in the southern Limagne plain C) General view of La Narse de la Sauvetat basin, currently drained, from the slopes of the Puy de Corent. ....	p. 184
Figure 2. Simplified geological map of the study area, modified from BRGM geological map n°717 (Veyre-Monton, in progress).....	p. 186
Figure 3. Simplified geomorphological map of the study area. ....	p. 190
Figure 4. A) DTM of the threshold area obtained from stereo-photogrammetric processing on 1962 aerial imagery. B) High resolution LiDAR topographic map, with location of the 4.E profile. C) Local Relief Model (LRM). D) Geomorphological map; the legend is the same as that in Fig.3. E) Topographic profiles following the drain (black) and following the topography of the threshold (red). ....	p. 191
Figure 5. (A and B) Extracts from the XVIIIth Century road Atlas de Trudaine, depicting the threshold area and (A) showing the cross sectional morphology of the still uncovered outlet before the construction of a bridge (B). (C) Current situation of the gallery outlet (red point in A). ....	p. 192
Figure 6. Synthethic stratigraphic column of La Narse de la Sauvetat basin. ....	p. 194
Figure 7. Cross-section 1 .....	p. 196
Figure 8. Cross-section 2. ....	p. 197
Figure 9. A) Veyre landslide in 2014 B) Location of the Veyre Landslide and unit IV1a sample; C) Veyre landslide hand sample; D) Unit IV1a hand sample. ....	p. 199

Figure 10. Simplified sequence illustrating the palaeovalley closure and the depression evolution..... p. 201

Figure 11. Reconstruction of main hydro-sedimentary phases in the evolution of the basin since the Late Pleistocene. .... p. 203

## Chapitre VII

Figure 7-1. A) Localisation du secteur d'étude. B) Carte géomorphologique du bassin de La Narse de la Sauvetat. C) Carte de Susceptibilité Magnétique apparente dans le secteur du carottage NAR4. D) Principales formations pédologiques du secteur d'étude ..... p. 217

Figure 7-2. A)- Profils stratigraphiques P1 et P2 avec localisation des carottes. B) Stratigraphie et modèles d'âge-profondeur des carottes NAR2, NAR3 et NAR4. .... p. 221

Figure 7-3. Sélection de traits micromorphologiques des unités inférieures de la carotte NAR2 ..... p. 225

Figure 7-4. Sélection de traits micromorphologiques des unités supérieures de la carotte NAR2 ..... p. 228

Figure 7-5. Diagramme de synthèse des principaux traits micromorphologiques de NAR2 entre 65 et 195 cm ..... p. 233

Figure 7- 6. A) ACP des variables géochimiques sélectionnées. B) Biplot montrant la distribution des individus dans l'espace factoriel triés par US..... p. 234

Figure 7-7. Image CM de la carotte NAR2 par type d'US ..... p. 237

Figure 7-8. Synthèse graphique des principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur pour la carotte NAR2..... p. 238

Figure 7-9. Synthèse graphique des principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur pour la carotte NAR3..... p. 239

Figure 7-10. Synthèse graphique des principaux indicateurs sédimentologiques et géochimiques en fonction de la profondeur pour la carotte NAR4..... p. 240

Figure 7-11. Diagramme de synthèse multi-proxys pour les carottes NAR2 (A) et NAR3 (B) en fonction de la profondeur..... p. 242

## Chapitre VIII

- Figure 8-1. Synthèse des principales dynamiques environnementales, sociétales et climatiques dans le système morpho-sédimentaire du plateau de Corent et de ses marges entre 3000 BC et le changement d'ère ..... p. 266
- Figure 8-2. Synthèse des phases de forçage anthropique sur les processus érosifs à l'échelle de l'Europe occidentale nord-alpine au regard des dynamiques sociétales et climatiques ..... p. 271
- Figure 8-3. A. Représentation du cycle adaptatif de Gunderson et Holling, B. Synthèse des variables environnementales et sociétales et interprétation en termes de cycles adaptatifs, au cours du premier millénaire BC à Corent et en Limagne méridionale..... p. 277

# TABLE DES TABLEAUX

---

## Chapitre I

**Tableau 1-1.** Synthèse non-exhaustive des principaux travaux de recherche paléoenvironnementale en Limagne depuis le XIX<sup>e</sup> siècle jusqu'en 2014. p. 43

**Tableau 1-2.** Principales séquences d'occupation du Puy de Corent en 2016. p. 48

## Chapitre II

**Table 1.** Selected visualization techniques, software used, and settings. p. 56

**Table 2.** Estimated performance of VTs in selected areas. p. 61

**Table 3.** Total cumulated length (in m) detected of selected landforms under different VTs. p. 62

**Table 4.** Highest Gradient Model zonal statistics for the panel of visualizations selected. p. 64

## Chapitre IV

**Table 1.** Radiocarbon data base from Lac-du-Puy trenches and logs p. 129

**Table 2.** Synthetic natural and archaeological stratigraphy of the Lac-du-Puy excavation area. p. 131

## Chapitre VI

**Table 1.** Radiocarbon dates from NAR2/C6 cores p. 193

## Chapitre VII

**Tableau 7-1.** Datations radiocarbones des carottes NAR2, 3 et 4. p. 222



# TABLE DES MATIÈRES

---

<b>RÉSUMÉ</b> .....	9
<b>ABSTRACT</b> .....	11
<b>REMERCIEMENTS</b> .....	13
<b>SOMMAIRE</b> .....	15
<b><u>INTRODUCTION GÉNÉRALE</u></b> .....	17
1-Cadre thématique et conceptuel : la géoarchéologie à l'heure de l'anthropocène .....	19
2-Contexte, problématique et objectifs de la recherche .....	20
3-Démarche scientifique et organisation du manuscrit.....	23
<b><u>CHAPITRE I. État de l'Art</u></b> .....	27
1-Société, climat et environnement à l'Anthropocène : un état de la question.....	29
1.1-L'Anthropocène au sein de l'Holocène? Un paradigme en évolution .....	29
1.2-Anthropocène, seuils et causalité : un point de vue géomorphologique.....	33
1.3-Le premier millénaire BC : une période seuil au nord des Alpes ? .....	37
2-La Limagne d'Auvergne, un atelier pour la recherche paléoenvironnementale intégrée .....	39
2.1-L'homme entre volcans, plateaux et marais : trajectoire et état de la recherche paléoenvironnementale en Limagne .....	39
2.2-Le plateau de Corent, un site exceptionnel pour une recherche paléoenvironnementale intégrée .....	45



<b>CHAPITRE II [article publié]. The Highest Gradient Model: A New Method for Analytical Assessment of the Efficiency of LiDAR-Derived Visualization Techniques for Landform Detection and Mapping</b> .....	51
1.Introduction.....	53
2.Materials and Methods .....	54
2.1. The LiDAR Survey.....	54
2.2. Processing Derived Models .....	56
2.3. Assessing Methods for Derived Models.....	57
2.3.1. Non-Analytical Approach .....	57
2.3.2. Analytical Approach .....	58
3.Results .....	61
3.1. Non-Analytical Assessment Methods .....	61
3.1.1. Qualitative Image Analysis: Landform Detection.....	61
3.1.2. Counting Total Detected Landforms' Length .....	61
3.2. Analytical Assessing Methods .....	62
3.2.1. The Highest Gradient Model.....	62
3.2.2. Spatial Statistics Analysis .....	64
4.Discussion .....	68
4.1. A Detailed Assessment of ALS-Derived Raster Visualization Techniques .....	68
4.2. The HGM as a Robust Method for DM Assessing: Strengths, Limitations, and Further Developments .....	70
5.Conclusions.....	71
Abbreviations .....	72

Appendix A. ....	73
References.....	73
<b><u>CHAPITRE III. Cartographie géomorphologique et analyse de potentiel</u></b> <b><u>géoarchéologique du Puy de Corent et de ses marges.....</u></b>	<b>77</b>
1-Introduction .....	79
1.1-Démarche et objectifs.....	79
1.2- Secteur d'étude.....	80
1.2.1- Localisation, relief et hydrographie, archéologie. ....	80
1.2.2- Contexte géologique.....	83
2-Matériels et Méthodes.....	86
3-Résultats : géomorphologie du Puy de Corent et de ses marges .....	88
3.1- Formes structurales .....	88
3.2- Formes d'accumulation.....	90
3.2.1 Dépôts alluviaux de l'Allier et de ses affluents .....	90
3.2.2 Dépôts alluvio-colluviaux à palustres des dépressions.....	94
3.2.3 Dépôts colluviaux des versants.....	95
3.2.4 Dépôts des sources minérales .....	98
3.3- Formes d'érosion .....	100
3.4- Processus gravitaires.....	102
3.5- Formes anthropiques.....	105
4-Discussion : évaluation du potentiel géoarchéologique et stratégie d'implantation des sondages .....	107

4.1 Zonage des potentialités géoarchéologiques .....	107
4.1.1-Secteurs à potentiel géoarchéologique très bas ou sans potentiel.....	108
4.1.2-Secteurs au potentiel géoarchéologique bas .....	109
4.1.3-Secteurs à potentiel géoarchéologique moyen.....	110
4.1.4-Secteurs à potentiel géoarchéologique élevé, mais partiellement handicapé.....	112
4.1.5-Les zones humides au très fort potentiel géoarchéologique .....	115
4.2. Choix des zones d'étude et stratégie d'implantation des sondages.....	115
5-Conclusions .....	119
<b><u>CHAPITRE IV [article sous presse]. Geoarchaeology and chronostratigraphy of the Lac du Puy intraurban protohistoric wetland, Corent, France.....</u></b>	121
1. INTRODUCTION .....	123
2. STUDY AREA AND OBJECTIVES .....	124
3. MATERIALS AND METHODS .....	125
4. RESULTS.....	127
Archaeological Finds.....	127
Radiocarbon Dates .....	128
Geomorphology And Stratigraphy .....	130
5. DISCUSSION .....	132
6. CONCLUSION .....	136
7. ACKNOWLEDGEMENTS .....	137
8. REFERENCES .....	137

<b>CHAPITRE V. Analyses géoarchéologiques multi-proxy de la séquence</b>	
<b><u>pédosédimentaire du Lac du Puy de Coirent</u></b> .....	141
1-Introduction .....	143
2-Matériels et Méthodes.....	145
2.1-Datations et Modèle d'Age-Profondeur .....	145
2.2-Étude Micromorphologique.....	145
2.2.1-Prélèvement et fabrication des lames.....	145
2.2.2-Étude et description des lames. Démarche interprétative.....	146
2.3-Analyses chimiques et magnétiques.....	147
2.3.1-Géochimie par Core-Scanner XRF.....	147
2.3.2-Susceptibilité Magnétique .....	147
3-Résultats.....	148
3.1-Modèle Age-Profondeur .....	148
3.2 Micromorphologie.....	149
3.2.1 Caractéristiques micromorphologiques générales .....	149
3.2.2-Description micromorphologique par US.....	153
3.3 Géochimie de la séquence pédosédimentaire du Lac du Puy.....	162
3.3.1 Interprétation du signal géochimique.....	162
3.3.2 Résultats géochimiques de la séquence du Lac du Puy .....	165
4-Discussion : évolution du Lac du Puy du Néolithique à la période Romaine .....	167
4.1 Le Néolithique .....	167
4.2 La transition Néolithique Final-Bronze Ancien.....	168

4.3 L'Age du Bronze.....	170
4.4 L'Age du Fer et la Romanisation.....	173
5-Conclusions .....	176
<b>CHAPITRE VI [article soumis]. Origin and geomorphological evolution of the landslide-dammed basin of la Narse de la Sauvetat (Massif Central, France) .....</b>	<b>179</b>
1. INTRODUCTION .....	182
2. GEOLOGICAL AND GEOMORPHOLOGICAL SETTINGS.....	184
3. MATERIALS AND METHODS .....	187
3.1 LiDAR survey, geomorphological mapping, photogrammetric analysis .....	187
3.2 Field survey: hand auger logs and geophysical prospection.....	188
3.3 Radiocarbon dating .....	189
4. RESULTS.....	189
4.1 Geomorphological settings, Geomatics & Historical Data .....	189
4.2 Stratigraphy and cross-sections .....	192
5. DISCUSSION .....	197
5.1 Origin of the basin: a landslide-dammed palaeovalley.....	197
5.2 Reconstruction of the main phases of the basin infilling.....	201
6. CONCLUSION .....	204
7. ACKNOWLEDGEMENTS .....	205
8. REFERENCES .....	205

<b>CHAPITRE VII. Analyses géoarchéologiques multi-proxy des archives</b>	
<u>pédosédimentaires de La Narse de la Sauvetat</u> .....	213
1-Introduction .....	215
2-Matériels et Méthodes.....	217
2.1-Datations et modèles d'Age-Profondeur .....	217
2.2-Étude micromorphologique .....	218
2.2.1-Description sédimentaire, prélèvement et fabrication des lames .....	218
2.2.2-Étude et description des lames, quantifications .....	218
2.3-Analyses géochimiques .....	219
2.4-Analyses sédimentologiques.....	220
3-Résultats.....	220
3.1 Stratigraphie et modèles Age-Profondeur .....	220
3.2 Micromorphologie.....	223
3.3 Géochimie et sédimentologie .....	234
3.3.1 Interprétation du signal géochimique.....	234
3.3.2 Résultats géochimiques et sédimentologiques .....	236
4-Discussion : interactions socio-environnementales de la fin du Néolithique au début du Moyen-âge.....	241
4.1 Le Néolithique Final.....	243
4.2 L'Age du Bronze Ancien et Moyen .....	244
4.3 Le Bronze Final et le premier Age du Fer .....	247
4.4 Le Deuxième Age du Fer.....	250

4.5 L'Antiquité .....	252
4.6 Le début du Moyen Age .....	254
5-Conclusion .....	257
<b><u>CHAPITRE VIII. Discussion Générale</u></b> .....	259
1- Société, climat et environnement en Limagne méridionale de 3000 BC au changement d'ère : une analyse intégrée de l'évolution du système morphosédimentaire du plateau de Corent et de ses marges .....	262
1.1- A la fin du Néolithique, des impacts forts mais discontinus et d'ampleur modeste .....	262
1.2- A l'âge du Bronze, une expansion lente et irrégulière des impacts anthropiques sur le système morfo-sédimentaire .....	263
1.3- A l'âge du Fer, un forçage anthropique généralisé du système morfo- sédimentaire .....	265
2- L'impact anthropique sur l'érosion des sols en Europe occidentale nord-alpine de 3000 BC à 0 AD : un forçage généralisé dès le premier âge du Fer .....	268
3-Proto-urbanisation et interaction socio-environnementale au premier millénaire BC en Limagne méridionale : une approche systémique .....	272
3.1-Résilience et cycles adaptatifs : une application à l'analyse des systèmes socio-environnementaux .....	272
3.2-Technique, sociétés et environnement : une trajectoire non linéaire en Limagne au 1er millénaire BCE .....	275
3.3- Proto-urbanisation, intensification et valeurs culturelles : un essai d'interprétation du chemin complexe des sociétés de Limagne méridionale vers l'anthropocène .....	282
<b><u>SYNTHESE ET CONCLUSION GENERALE</u></b> .....	287
L'évolution du système morfo-sédimentaire de Corent et ses marges du Néolithique à la romanisation : des premiers impacts anthropiques au forçage environnemental généralisé .....	290

Le rôle central des processus de proto-urbanisation dans l'évolution du système socio-environnemental de Corent et de Limagne méridionale au premier millénaire BC .....	291
Limites méthodologiques et perspectives de recherche .....	293
<b>BIBLIOGRAPHIE</b> .....	295
<b>ANNEXE I.</b> Tableau de synthèse des descriptions micromorphologiques (Lac du Puy).....	333
<b>ANNEXE II.</b> Tableau de synthèse des descriptions micromorphologiques (La Narse de la Sauvetat).....	337
<b>ANNEXE III.</b> Carte géomorphologique du Puy de Corent et de ses marges.....	343
<b>Table des figures</b> .....	349
<b>Table des tableaux</b> .....	357
<b>Table des matières</b> .....	359











# ABSTRACT

This thesis presents the results of a multi-proxy geoarchaeological study of how anthropogenic forces and climate have shaped the evolution of the landscapes of the plateau of Corent (Auvergne, France) from the Neolithic to Roman period. A detailed geomorphological map of the study area was constructed based on LiDAR data and fieldwork. Two areas were selected for geoarchaeological analysis: i) the Lac du Puy, a small pond located within the archaeological site of the plateau of Corent, and ii) la Narse de la Sauvetat, a larger hydromorphic basin in the calcareous lowlands, at the foot of the southwestern slopes of the plateau.

Geoarchaeological survey in the Lac du Puy revealed an expansive group of over one thousand storage pits, dating from the Hallstatt period. The results of fieldwork permitted the construction of a chrono-stratigraphic framework and allowed a reconstruction of the main phases of the hydro-morpho-sedimentary and pedological evolution of the basin. Multi-proxy geoarchaeological analysis of sedimentary cores provided additional information concerning palaeoenvironmental evolution of the Lac du Puy. Anthropogenic impact is clearly discernable throughout five millennia starting in the Neolithic, and is identified as the main driver of the palaeoenvironmental evolution of the basin until its final destruction by human activity.

In the lowlands, geomorphological analysis of la Narse de la Sauvetat revealed that the hydromorphic basin is the result of the closure of a palaeovalley by a massive landslide issuing from the south-western slopes of the Puy de Corent. Geomorphological and stratigraphic evidence indicates that the isolation of the basin likely occurred at the beginning of the Subboreal. Lithostratigraphic analysis was used to reconstruct the main phases of the evolution of the basin from its initial alluvial phase in the late Pleistocene, through to its hydromorphic and palustrine dynamics from the late Neolithic, highlighting the strong palaeoenvironmental potential of its sedimentary record. Multi-proxy geoarchaeological analysis of three sedimentary cores from the basin, combined with results of external malacological analysis, allowed a reconstruction of the palaeoenvironmental evolution of the basin from the late Neolithic to the early Middle Ages.

Results obtained from the Lac du Puy and La Narse de la Sauvetat were integrated into the broader morpho-sedimentary system of the plateau and its margins for the period between 3000 BC and 1 AD. The geographic and temporal perspective was then further enlarged through comparison with temperate Western Europe data. The evolution of the socio-environmental system of Corent and southern Limagne was analysed in detail for the first millennium BC. Finally the role of proto-urbanization processes in the forcing of morpho-sedimentary systems is examined, marking their entry into the anthropocene.

**Keywords:** Geoarchaeology ; Geomorphology ; Palaeoenvironment ; Limagne ; Holocene ; Proto-urbanization ; Anthropogenic impact